

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1987

СОДЕРЖАНИЕ

К 70-летию Великой Октябрьской социалистической революции	3
Пушаровский Ю. М. Развитие тектонических исследований в СССР в перспективе до 2000 года	5
Короновский Н. В. Региональная тектоника СССР за десять лет. Достижения и проблемы	13
Чекунов А. В. Принципы строения и эволюции тектоносферы юга европейской части СССР	25
Черноморский М. А. К вопросу о соотношении мигматизации и деформации	42
Коган Л. И. Внутренняя структура и деформации океанической кристаллической коры (по данным многоканального сейсмического профилирования МОВ)	48
Минц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С., Русанов М. С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины)	62
Казьмин В. Г., Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вержбицкая А. И. Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы	73
Леонтьев А. Н. Гранитонный магматизм и эндогенные режимы Центрально-Азиатского пояса в позднем палеозое	84
Богданов Н. А., Добрецов Н. Л. Офиолиты Калифорнии и Орегона	97

Хроника

Леонов Ю. Г., Хаин В. Е. Проекты составления новых международных тектонических карт (по материалам Пленарной ассамблеи Комиссии геологической карты мира, Париж, 8—13 февраля 1987 г.)	106
Владимир Владимирович Белоусов (К 80-летию со дня рождения)	109

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
G E O T E C T O N I C S

SEPTEMBRE — OCTOBRE

MOSCOW

№ 5, 1987

CONTENTS

To the 70-th anniversary of the Great October Socialist Revolution	3
Pushcharovsky Yu. M. The progress of tectonic investigations in the USSR in perspective up to 2000	5
Koronovsky N. V. Regional tectonics in the USSR during ten years. Achievements and problems	13
Chekunov A. V. Principles of tectonosphere structure and evolution in the south of the USSR European part	25
Chernomorsky M. A. To the problem of migmatization and deformation relationship	42
Kogan L. I. The inner structure and deformations of the oceanic crystalline crust (according to the data of multichannel seismic reflection profiling)	48
Mints M. V., Kolpakov N. I., Lanev V. S., Rusanov M. S. On the nature of subhorizontal seismic boundaries in the Earth's crust upper part (according to the data obtained from the superdeep borehole in the Kola peninsula)	62
Kazmin V. G., Zonenshain L. P., Savostin L. A., Verzhbitskaya A. I. Kinematics of the African-Arabian rift system	73
Leontyev A. N. Granitoid magmatism and endogenic regimes in the Central Asian belt in the late Paleozoic	84
Bogdanov N. A., Dobretsov N. L. Ophiolites of California and Oregon	97

Chronicle

Leonov Yu. G., Khain V. E. Drafts of new international tectonic maps (according to the materials of the Plenary assembly of the Commission for the Geological Map of the World, Paris, February 8—13, 1987)	106
Vladimir Vladimirovich Belousov (on his 80th birthday)	109



К 70-ЛЕТИЮ ВЕЛИКОЙ ОКТЯБРЬСКОЙ СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ

В этом году советский народ, а с ним вместе и все прогрессивное человечество отмечает 70-ю годовщину крупнейшего события XX века — Великой Октябрьской социалистической революции, изменившей весь ход мировой истории. За эти 70 лет наша страна прошла большой путь, превратившись в могучую державу с высокоразвитой экономикой, высоким уровнем жизни, культуры и науки. На всех этапах этого пути, который отнюдь не был прямым и гладким, геологи вносили свой вклад в решение задач, встававших перед нашим социалистическим государством. Это относится и к периоду индустриализации, и к периоду Великой Отечественной войны, и к послевоенным пятилеткам. Благодаря самоотверженному труду геологов наша страна постоянно получала необходимое для промышленности и сельскому хозяйству сырье, в том числе металл для авиации и космической промышленности, ядерное горючее для атомных электростанций, нефть, газ и другие виды полезных ископаемых.

Тектонические исследования почти с самого начала составляли один из важнейших элементов целенаправленного научного поиска всех видов минерального сырья. Непосредственным «приводом» от этих исследований к минерагеническому прогнозу служат тектонические карты, первое появление которых не случайно относится к начальной эпохе индустриализации страны. Принципы составления и содержание этих карт менялись вместе с развитием и изменением теоретических представлений в области тектоники, испытывая прогрессивное углубление и все более полно отражая структурно-вещественную эволюцию земной коры. Одновременно увеличение масштаба карт делало их все более пригодными для целей прогнозирования полезных ископаемых. Проникновение в тектонику идей мобилизма, превращение их в теоретическую основу тектонической науки открыло новый плодотворный этап в тектонической картографии и в тектонике вообще. Оно позволило по-новому рассмотреть и проанализировать связь размещения разных типов полезных ископаемых с тектоникой и тем самым повысить надежность минерагенических прогнозов.

Современная тектоника превратилась в глобальную науку, область интересов которой не ограничивается более, как это было еще недавно, земной корой континентов, а охватывает и океаны, и мантийные глубины и распространяется на изучение других планет Солнечной системы. Только при столь широком охвате предмета тектоника может рассчитывать на решение своей основной задачи — установление главных закономерностей проявления тектонических движений и деформаций и основных тенденций развития структуры земной коры в течение геологической истории нашей планеты. Совершенно очевидно, что лучшее понимание этих процессов обеспечит выполнение задач, которые ставит перед тектоникой геологическая практика.

70-летие Великого Октября наше государство встречает в переломную эпоху своего развития, в эпоху обновления и перестройки. Естественно, что это касается и советской науки, движущей силы технического прогресса. Большие и ответственные задачи встают и перед советской геологией, в частности тектоникой. В теоретическом аспекте наиболее важным представляется развитие мобилистских моделей тектогенеза за

счет учета в них явлений расслоенности литосферы, неоднородности не только коры, но и мантии и блоковости их строения, а также, в качестве движущих сил, не только мантийной конвекции, но и неравномерности осевого вращения Земли. Анализ эволюции земной коры потребует более широкого привлечения данных петрохимии, геохимии, палеомагнетизма, палеогеотермии, а это в свою очередь — резкого повышения технического оснащения наших лабораторий. Продвижение на теоретическом фронте повлечет за собой и более глубокое понимание связей между минерагенезом и тектогенезом, что несомненно положительно скажется и на успешности прогноза залежей полезных ископаемых, особенно не выходящих на поверхность.

Можно выразить уверенность, что советские геологи, вооруженные решениями 27-го съезда и последующих пленумов ЦК КПСС, и впредь окажутся на высоте задач, стоящих перед советским народом, в деле ускорения социально-экономического развития нашей страны.



УДК 551.24(47+57)

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СССР В ПЕРСПЕКТИВЕ ДО 2000 ГОДА *

Наиболее важной и актуальной с научной и народнохозяйственной точек зрения задачей в области тектоники на ближайшие пятилетки является изучение структур континентов, океанов и переходных между ними зон. Ситуация такова, что в поле зрения геологов ныне находятся не только структуры континентов или их окраин, как было до недавнего прошлого, но и океанов, интенсивно изучающихся во многих странах мира. Тем самым созданы условия для глобального охвата тектонических структур. Для развития геотектоники как науки это имеет первостепенное значение. С другой стороны, в последнее время определился отход геотектоники от фиксизма и переход на мобилистские позиции, а это открыло совершенно новые горизонты в изучении строения и развития структурных форм Земли и вообще тектонического анализа. Отсюда можно ожидать новых тектонических идей и выводов, несравненно более глубоко проникающих в суть вещей, чем прежде.

Наконец, исследование тектонических структур имеет большое практическое значение, поскольку размещение в земной коре главнейших полезных ископаемых подвержено тектоническому контролю. Глубокие знания о характере структурных форм, их генезисе и взаимоотношениях будут существенно способствовать совершенствованию прогноза поисков месторождений нефти, газа, рудных и многих видов нерудных полезных ископаемых. Наряду с этим результатом изучения тектонических структур будет совершенствование научных основ геологического картирования, что особенно важно в связи с переходом геологической службы страны на составление крупномасштабных геологических карт.

Советская геотектоника подготовлена для выполнения поставленной задачи. В последние годы в СССР проведены значительные регионально-геологические исследования, выявившие гораздо более сложное строение горных сооружений, чем это представлялось раньше. Такие области, как Кавказ, Урал, Памир, Тянь-Шань, Казахстан, Алтае-Саянская, вся дальневосточная окраина страны (от Корякского нагорья до Сихотэ-Алиня), ныне представляются в виде тектонических ансамблей, образовавшихся вследствие нагромождения одних на другие тектонических покровов. Однако внутреннее строение таких покровно-складчатых областей может быть расшифровано лишь в результате изучения составляющих их тектонических элементов.

В отношении исследования платформенных структур в нашей стране имеются ценные традиции, восходящие к работам Н. С. Шатского. В будущем они должны быть развиты, предпосылкой для чего является имеющаяся теперь несравненно более широкая фактическая геологическая основа.

Самостоятельную группу представляют окраинно-континентальные структуры. Они изучаются на севере и востоке СССР, а также в неко-

* Статья написана в развитие и с использованием публикации автора — «Актуальные проблемы советской геотектоники», напечатанной в журнале «Геотектоника». 1986. № 1. С. 5—16.

торых районах за рубежом. Из-за сложности, недостаточной геологической и геофизической изученности, а также малой разбуренности структуры подобной категории таят в себе много неизвестного.

Наименее изученной областью являются тектонические структуры океанского дна. С одной стороны, это объясняется тем, что океаны сравнительно недавно оказались ареной геологических исследований, с другой — тем, что занимаются тектоникой океанов лишь немногие геологи (буквально единицы), хотя площадь, охватываемая океанским дном, более чем вдвое превышает суммарную площадь континентальных масс. Положение могут выправить лишь систематические исследования научно-исследовательских судов, что потребует мобилизации сил на эту тематику со стороны институтов — Геологического, Океанологии и Дальневосточного отделения АН СССР, а также соответствующих организаций некоторых министерств, в первую очередь Мингео и Мингазпрома СССР.

Что касается зарубежной тектоники, то она переживает сейчас период перерождения в геодинамику, или иначе — тектонику литосферных плит. Но все же отдельные работы как по суше, так и по акваториям показывают, что полного перерождения не происходит, и оно безусловно не произойдет. Наиболее благоприятно здесь обстоит дело с изучением структур континентальных окраин, с которыми, как известно, связаны большие перспективы поисков нефтяных и газовых месторождений. Уже выполнено большое число геотраверзов, пересекающих крайние части материков и океанов, причем подобные работы будут проводиться и в дальнейшем. В этом отношении мы отстаем.

Далее остановимся на конкретных задачах выдвинутого направления.

Континенты. В отношении континентов обособляются три крупнейших раздела работ. Первый касается структур фундамента древних платформ и соответственно ранних этапов развития земной коры. Известно, что с древними кристаллическими комплексами связаны крупные ресурсы разнообразного минерального сырья, причем по мере изучения этих комплексов соответствующий потенциал их будет нарастать. Оказалось, что в образовании древних структур, как и более молодых, важная роль принадлежит явлению тектонического скупивания масс, но оно изучено еще далеко недостаточно. Основными объектами при изучении тектоники раннего докембрия должны быть гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области, входящие в состав фундамента древних платформ. Исследования должны привести в конце концов к разработке модели образования глубинных слоев земной коры и, более того, к выяснению вопроса, с чего началась геологическая история Земли.

Этот последний вопрос будет решаться с использованием данных сравнительной планетологии. Благодаря сложнейшим космическим экспериментам эта область будет быстро развиваться и даст геологам ценный материал для понимания истории вещества в протопланетном облаке и на планетах. Сравнительно-планетологические исследования помогут ответить на вопрос, существуют ли на Земле признаки первичной неоднородности ее строения. В частности, не отражает ли Тихий океан подобную первичную неоднородность? Для глобальной тектоники решение этого вопроса имеет особое значение. Если считать, что Тихоокеанская область как специфическая первозданна, то нужно признать, что доказанный для противоположного сегмента континентальный дрейф ее не касался. Следовательно, тихоокеанское развитие происходило особым путем, без формирования сиалических масс, здесь шел процесс саморазвития симатической оболочки. И тут возникает новая проблема: почему континентальный дрейф не коснулся Тихоокеанской области?

Другой раздел континентальной тектоники — изучение фанерозойских покровно-складчатых сооружений. Уже упоминалось, что расшифровка их внутренней структуры, образующих их тектонических единиц (пластин, чешуй, складчатых и разрывных деформаций) — первейшая

задача геологов-тектонистов. Ее решение будет иметь три существенных следствия. Первое из них касается учета соответствующих построений при геологическом картировании, в особенности крупно- и среднемасштабном. Ранее геолого-съёмочные работы проводились исключительно с вертикалистских позиций, что не раскрывало подлинной картины геологического строения районов. Второе следствие относится к практике прогнозов и поисков месторождений полезных ископаемых. Теперь известно, что под поверхностными надвигами на стыке покровно-складчатых сооружений и платформенных структур широко распространены крупные месторождения нефти и горючего газа. Но это лишь начало использования новой концепции. Ее в полной мере необходимо приложить к рудным месторождениям, подобно тому, как это в свое время было сделано в отношении глубинных разломов. Наконец, третье следствие заключается в необходимости коренного пересмотра подходов к расшифровке геологической истории регионов. Необходимы палинспастические реконструкции, восстановление структурных форм и их пространственных взаимоотношений на ранних этапах истории, предшествовавшей становлению покровно-складчатых сооружений в их настоящем виде.

В данном случае мы подходим к исключительно актуальной проблеме: каким образом происходило в фанерозое формирование континентальной земной коры. Если считать, что суть этого процесса заключается в формировании гранитно-метаморфического слоя (а с этим трудно спорить, поскольку глубинное строение основных структур земной коры, океанов и континентов отличается присутствием или отсутствием такого слоя), то придется заключить, что рост континентальной коры происходит за счет преобразования коры океанического типа. Покровно-складчатые ансамбли с офиолитовыми сериями образовывались в разных районах Земли в течение всего фанерозоя. Следовательно, бассейны с океаническим типом коры существовали в течение всего этого времени. Но где они располагались, каковы были их размеры, какими были их морфометрические свойства, в чем заключается их сходство и различие с современными океаническими бассейнами,— все это вопросы, которые только начинают раскрываться.

В этой связи первостепенное значение имеют исследования, направленные на выявление геодинамических обстановок и кинематических процессов в верхних геосферах. Они призваны расшифровать, каким образом происходило формирование покровно-складчатых ансамблей. При этом должен быть использован большой комплекс методов: структурно-геологический, формационный, палеонтологический, палеофлористический, палеомагнитный и др.

Особое значение для изучения тектонической расслоенности в пределах глубоких горизонтов покровно-складчатых сооружений континентов приобретают современные методы многоканального сейсмического профилирования, позволяющие, как это продемонстрировано на примерах Аппалач и Западной Европы, установить пологие тектонические срывы на глубинах 15—20 км, а иногда 30—40 и даже 75 км. Метод ГСЗ также дает хороший эффект. Имеются новейшие данные об обнаружении этим методом в кристаллическом комплексе Украинского щита крупного пологого надвига, уходящего на глубину свыше 40 км и пересекающего поверхность Мохо (см. публикацию В. Б. Соллогуба и Т. В. Ильченко в докладах АН УССР. Сер. Б. 1986. С. 15—18).

Тектонические исследования фанерозойских структур, как и прежде, предполагают создание тектонических карт разных типов, масштабов и назначений. Советская тектоника — признанный авторитет в этой области. Как известно, под ее эгидой составлена Тектоническая карта мира. И было бы ошибкой эту славную традицию отечественной геотектоники вдруг прервать. Однако карты должны модернизироваться, отражая все более углубленно новые тектонические знания о Земле. Аллохтоны, параавтохтоны, относительные автохтоны разной природы и разных порядков — все это должно быть отражено прежде всего на тектонических картах нового типа.

Третий раздел исследований касается современной тектонической активности Земли. Знание современных тектонических процессов существенно способствует разработке общей теории тектогенеза, а также позволяет лучше ориентироваться в таких областях, как прогноз землетрясений или вулканической активности.

По сути дела эта проблема выходит за рамки материков, является глобальной, но все-таки основные исследования выполняются на континентах. Их можно подразделить на две группы. Первая касается изучения тектонической активности, проявляющейся в новейший исторический период¹. Основными свидетелями такой активности являются: а) разрывные нарушения и движения по ним того или иного рода; б) тектонические поднятия или опускания; в) дрейф материковых массивов, скорость которого уже начинает выражаться в абсолютном измерении — см/год. В настоящее время для расшифровки тектонической активности Земли важные сведения дают космические исследования. Используя их, можно проникать с тектоническими построениями на значительную глубину в литосферу.

Другая группа исследований охватывает более длительный промежуток времени — голоцен. Это нужно для того, чтобы более полно представить современную тектоническую активность, так как некоторые процессы протекают слишком медленно либо с малой интенсивностью и не могут быть выявлены и оценены за десятилетия.

Исследования современной тектонической активности Земли могут быть успешными лишь в случае их тесного комплексирования с геодезией, геофизикой, сейсмологией, вулканологией. Они сопряжены со сложным физико-математическим и техническим аппаратом сбора и обработки данных.

Континентальные окраины. Структуры континентальных окраин будут привлекать все большее внимание, особенно в связи с их огромным геолого-экономическим значением. Последнее подчеркивается все возрастающим объемом добычи здесь нефти, которая уже близка к одной трети ее мировой добычи. Хорошо известны связанные с этими районами крупные рудные месторождения, в том числе россыпи дорогостоящих и дефицитных полезных ископаемых.

Тектонически континентальные окраины, или приокеанические зоны, в пределах которых происходит сочленение океанской и материковой литосфер, построены очень различно.

Для запада Тихого океана и других особо активных районов его периферии на первый план выдвигается вопрос о тектоническом строении сейсмофокальных зон, разработка которого позволит не только сказать новое слово в тектонике, но и существенно приблизит к раскрытию закономерностей проявления сейсмичности в этих весьма сейсмоопасных областях. В качестве исходного положения для тектонического анализа полезно принять естественную мысль о столкновении и сложном взаимодействии океанической и континентальной литосфер, с развитием на разных глубинных уровнях взаимопроникающих надвиговых и поддвиговых структур, а также процессов подтока и оттока мантийных масс на горизонтах, где вязкость существенно снижается. Состав материковой коры и литосферы в целом, их внутреннее строение, а также мощность и геодинамическое состояние обуславливают общий наклон зоны сочленения под континент. Однако конкретно это еще не раскрыто, и здесь предстоит большая работа.

Тектонические исследования континентальных окраин западнотихоокеанского типа имеют и другой важный аспект. В настоящее время в теоретической тектонике весьма остро стоит вопрос о состоянии учения о геосинклиналях. Имеется точка зрения, рассматривающая это учение как пережиток прошлого, от которого необходимо быстро освободиться, перейдя на представления тектоники литосферных плит. По другому

¹ Интервал около 100 лет, когда начали производиться инструментальные измерения.

взгляду, этого делать не следует, так как геосинклинальный процесс представляется как объективно существующий. Искать решение проблемы — актуальнейшая задача, ибо от этого зависит мировоззренческая основа современной и будущей геологии со всеми вытекающими отсюда последствиями для геологической практики. Основной путь в этом исследовании — сравнительное изучение формаций и структур, принадлежащих древним подвижным поясам (занимающим ныне внутри-материковое положение), окраинно-материковым зонам типа западно-тихоокеанских и океанам.

Если иметь в виду континентальную окраину на востоке СССР, то в последний период получены существенные данные, подтверждающие, что во времени здесь происходило разрастание континента, хотя процесс этот тектонически был сложным из-за «вмешательства» мощных деструктивных явлений.

Так или иначе, но в данном случае мы подходим к аккреции материковой коры автохтонным путем, т. е. за счет преобразования океанической коры в сиалическую, в отличие от аллохтонного пути, который обуславливается столкновением континентальных масс в результате их дрейфа. Соотношение того и другого пути для фанерозойской геологической истории недостаточно выяснено, но уже ясно, что ни одна из двух точек зрения на учение о геосинклиналях не может быть полностью принята.

Важнейшие проблемы стоят и при изучении так называемых пассивных окраин континентов. Здесь на первое место выдвигаются прилежащие к СССР окраины Северного Ледовитого океана, где главное внимание необходимо обратить на шельфовые моря и материковые склоны, с которыми сопряжены обширные осадочные бассейны.

Для изучения этих бассейнов очень много дает сейсмическое и сейсмоакустическое профилирование, позволяющее выявить многие важные особенности структуры и условий залегания осадочных комплексов шельфа и материкового склона. Шельф Арктики по его площади — явление, уникальное на Земле, и в этом смысле окраины Северного Ледовитого океана не похожи на окраины атлантического типа. Тем не менее тектоническая специфика арктической материковой окраины еще не привлекла к себе внимание в должной степени.

Ложе Мирового океана. Тектоника океанов — это наиболее молодая область геотектоники. Лишь в 50-х годах она обратила на себя внимание, когда морскими экспедициями начали накапливаться материалы по батиметрии океанского дна. В те годы или немного позднее было открыто множество океанских структурных элементов, в том числе единая мировая система срединных хребтов, разломы-гиганты в Тихом океане, разного рода поднятия, а также микроконтиненты. В последующие десятилетия батиметрические карты океанов лишь уточнялись. Глубоководное бурение, начавшееся в 1968 г., дало большой дополнительный материал, необходимый для тектонических построений. Наконец, нарастающим по масштабу потоком поступал геофизический материал, без которого в тектонике обойтись нельзя.

Совокупность всех данных свидетельствует о том, что в океанах морфологические элементы в общем соответствуют тектоническим, хотя из этого правила имеются исключения.

Структурные элементы океанского дна по сравнению с континентальными имеют существенные особенности. Подчеркнем две из них. Во-первых, их отличают очень крупные размеры, хотя и разные. Во-вторых, положительные и отрицательные структуры океанского дна обычно малоконтрастны из-за плавных переходов между ними. Нередко же переходы занимают обширные зоны, и границы между элементами даже условно провести сложно. Обе эти особенности отражают специфику тектонических деформаций в океанической коре. Таким образом, встает проблема зависимости типов тектонических структур от строения земной коры и, вероятно, мантии.

Изменение соотношений мощности слоев океанической коры и ее мощности в целом в случае плавных переходов между структурными элементами может быть связано с латеральным движением глубинных масс: их рассредоточением в одних районах и сгущиванием — в других.

Если касаться дальше структур океанов, то нужно отметить, что с точки зрения их изученности и осмысливания слабым звеном являются разломы. Анализ батиметрических карт свидетельствует о существовании на океанском дне огромного количества разрывных структур, которые группируются в естественные системы разных масштабов. Выявление и анализ таких систем имеет исключительное значение для понимания истинных закономерностей тектонического развития дна океанов.

В последние годы сделана попытка воссоздать картину рельефа океанского дна путем измерения гравитационного поля с искусственных спутников Земли. Построена уже мелкомасштабная карта океанского дна по этим данным. На ней в Атлантическом и Тихом океанах отчетливо прослеживаются гигантские линеаменты субширотного простираения, в то время как в Индийском океане они имеют север — северо-восточное и субмеридиональное направления. В чем тут дело, тектоника еще не объяснила. Важное значение для обсуждения геодинамических и кинематических вопросов в историческом аспекте должен иметь анализ более частных разломных систем, документируемых новыми методами все в большей степени. Они существенны и для углубленного понимания процессов спрединга, которые еще не полностью раскрыты. Сейчас имеется возможность внести некоторую ясность в соотношение понятий «спрединг» и «рассеянный спрединг». Оба эти явления, конечно, реальные. Но термином «спрединг» должны описываться процессы в современных срединно-океанических хребтах, а термин «рассеянный спрединг» вовсе не предполагает таких хребтов, а отражает площадное растяжение в коре, сопровождающееся возникновением многих линейных зон проницаемости. Более того, подобные области растяжения были характерны и для континентальных платформ в эпохи формирования на них трапповых полей.

Другой момент — это сопряженность понятий «спрединг» и «субдукция». В чистом виде теория спрединга должна быть освобождена от этой сопряженности, ибо процесс субдукции не есть нечто бесспорное.

Очень крупный и важный раздел тектонических исследований в океанах касается выяснения соотношений особенностей магматизма и тектоники. Проблема ставится даже более широко. Имеется в виду углубленное изучение состава и строения 2-го и 3-го слоев океанической коры и верхов мантии, выявление и сопоставление петрохимических и геохимических провинций с тектоническими районами и геофизическими полями. Такие исследования обеспечивают конкретизацию представлений о вещественных и структурных неоднородностях в глубинных геосферах как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Отсюда создается возможность эмпирического, а не абстрактного подхода к выявлению внутримантийных процессов, контролирующего магматизм, структурообразование, геодинамику и кинематику литосферных масс.

В такой понимании эта проблема впервые была поставлена в Советском Союзе. Теперь прошло уже несколько лет с тех пор, как проводятся соответствующие исследования, и публикуемые работы свидетельствуют об их большой перспективности.

Остается коснуться последней, очень важной темы — тектонических движений в литосфере океанов, которая по мере проведения морских исследований становится все более актуальной.

В отношении вертикальных движений с амплитудами, измеряемыми километрами, дело обстоит достаточно ясно. Однако публикаций, содержащих не только их констатацию, но и причинный анализ, крайне мало. В то же время трудно сомневаться, что развитие работ в этом направлении принесет важные данные о тектонических процессах в океанах. Вертикальные движения в океанах реконструируются разными

методами, но особенно наглядно — путем изучения разрезов осадочного слоя. Мелководные серии обнаруживаются на больших современных глубинах; и наоборот, на некоторых островах глубокоководные отложения оказываются поднятыми выше уровня океана. Поднятия и впадины, как правило, отличаются по составу и мощностям слагающих их отложений. Проведенные в северо-западной области Тихого океана сопоставления показали, что подобные различия имеются и между отдельными абиссальными впадинами, открывая возможность изучения индивидуальных черт их геологической истории. Чрезвычайно перспективно изучение под этим углом зрения впадин, лежащих по обе стороны Срединно-Атлантического хребта. Его результаты будут очень полезны для понимания особенностей тектонического развития молодого (вторичного) океана.

Но есть более широкая проблема в отношении вертикальных движений океанского дна: его общее значительное опускание, особенно на протяжении последней сотни миллионов лет. Должна существовать связь между этим процессом и растяжением дна, о котором говорилось выше, а также с оротенезами в континентальных областях.

Открытием советских экспедиций за последний период является обнаружение горизонтальных или субгоризонтальных движений внутрилитосферных пластин в океанах. Это стало возможным благодаря: а) установлению типового нормального разреза земной коры под океанами, что позволило судить о характере тектонических нарушений в случае обнаружения в разрезах перевернутого залегания пород; б) выявлению современными сейсмическими методами сложной внутренней структуры твердой коры под океанами; в) обнаружению в соответствующих районах прямых признаков тектонизации пород; г) выявлению в офиолитовых сериях чешуйчатого строения, сформировавшегося в палеоокеанических условиях. На этот счет имеется ряд публикаций. Механизм скупивания литопластин можно объяснить утолщения коры в океанических поднятиях и начальный этап становления океанических островных дуг. Твердопластическое субгоризонтальное перемещение глубинных масс в недрах срединных хребтов, сопровождаемое срывами, позволяет по-новому воспринимать их геологическую историю, в том числе и миграцию в их пределах спрединговых осей. Пологие тектонические перекрытия в абиссальных районах раскрывают исключительную сложность процессов развития океанической коры.

Резюмируя, можно сказать, что изучение тектонических деформаций в океанском ложе не оставляет никаких иллюзий в отношении жесткости, монолитности, структурной целостности и реологической однородности занимающих колоссальные пространства «океанических плит» (Западно-Тихоокеанская плита и пр.), способных, как единый кусок скорлупы, перемещаться на расстояния, измеряемые многими тысячами километров. Отчетливо видно, что необходимо совершенствование идеи горизонтального перемещения крупных массивов внутриокеанических структур.

Общетектонические исследования. От теоретических тектонических исследований следует ожидать энергичного поворота к разработке теории строения, образования и развития оболочек Земли, их взаимоотношений, присущих им деформаций и тектонических движений. Основой для этого будут служить не только данные, получаемые традиционными методами, но и непрерывно увеличивающиеся сведения о геохимических особенностях глубинных пород, глубинной геофизике, космогеологической и космогеофизической информации, измерения скоростей движения земных масс с помощью лазерной техники и интерферометрии, надежные датировки возраста горных пород. В настоящее время стало ясно, что расшифровать тектоническую сущность земной коры, с которой связаны используемые человечеством минеральные ресурсы, невозможно без рассмотрения всех геосфер, включая ядро Земли, ибо, как показывают новейшие данные сейсмической томографии, даже оно обладает неоднородным строением. Отсюда дискретность в проявлении

(динамике) глубинного энергетического баланса (потока), обуславливающая в большой мере чрезвычайную неравномерность распределения геодинамических полей во всех составных частях вышележащей массы Земли.

Однако в глобальной тектонике (в объемном значении этого слова) не представляется возможным идти только одним путем — от ядра. Земля — это космическое тело, планета Солнечной системы, и поэтому тектонике необходимы данные сравнительной планетологии, космохимии и астрофизики. В свою очередь, познание Земли обогатит сами эти науки и даже в какой-то мере — представления о Вселенной вообще.

Основные пути и вехи осуществления исследований. В отношении изучения тектоники континентов и их окраин исключительная роль должна принадлежать полигонным геолого-геофизическим исследованиям с целью создания моделей их тектонической истории (с выходом в геологическую практику), сверхглубокому бурению и опорным геофизическим (сейсмическим) профилям, сеть которых должна охватить всю страну.

В отношении океанов и морей важнейшее значение будут иметь комплексные геолого-геохимико-геофизические экспедиции, оснащенные обитаемыми и необитаемыми подводными аппаратами и другой новейшей техникой, и глубоководное бурение с буровых судов.

При выяснении тектонических закономерностей размещения рудных, нефтяных и газовых месторождений как на суше, так и в акваториях, должны будут широко использоваться методы глубинной геофизики (МТЗ, ГСЗ, МОВЗ и др.) и геохимические.

Главные вехи исследований представляются в следующем виде.

В двенадцатой пятилетке широкое внимание должны привлечь регионально-тектонические синтезы по крупным областям земной коры, создаваемые на современной научной основе, и дальнейшая разработка тектонических основ крупномасштабного геологического картирования.

Должен быть подготовлен и частично опубликован ряд обобщающих трудов, в частности по горным сооружениям юга Сибири, Тянь-Шаню, Уралу, Кавказу (новая тектоническая карта Кавказа), Европы (международная тектоническая карта масштаба 1 : 5 000 000), Камчатки, Северо-Запада Тихого океана и его обрамления и др.

Было бы важно подготовить методическое пособие, касающееся использования разработок концепции тектонической расслоенности земной коры и литосферы в целом при проведении регионально-геологических работ. Такой труд следует выполнять совместными усилиями специалистов Академии наук СССР и Мингео СССР.

В тринадцатой пятилетке следует продолжить работы по созданию регионально-тектонических синтезов и в том числе по ряду полигонов, где выполняются совместные работы организациями Мингео СССР и АН СССР. Наряду с этим должны быть созданы обобщающие труды глобального значения. К их числу следует отнести такие работы, как «Тектоническое развитие Земли» и международную тектоническую карту Азии. Должны появиться крупные обобщения по тектонике и рельефу дна Мирового океана.

К 2000 г. и несколько позднее следует ожидать появления полной серии регионально-тектонических синтезов по крупным областям территории СССР с выводами о тектонических закономерностях размещения полезных ископаемых. Также должна появиться серия капитальных монографий по тектонике океанского дна и геологии сейсмофокальных зон. Следует ожидать разработки аргументированной геологической теории (модели) строения, образования и развития оболочек Земли и нового освещения общих вопросов тектоники земной коры.

Участниками исследований, о которых выше шла речь, должны быть соответствующие институты АН СССР и академий наук союзных республик, а также организации Мингео, Минвуза и Мингазпрома СССР. Общая координация должна осуществляться Академией наук СССР.



УДК 551.24(47+57)

КОРОНОВСКИЙ Н. В.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА СССР ЗА ДЕСЯТЬ ЛЕТ. ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ

В статье рассматриваются достижения в изучении региональной тектоники СССР за последние десять лет. Показывается, что наиболее существенные новые данные были получены по строению фундамента древних платформ и складчатым поясам.

Значительные успехи достигнуты в расшифровке тектоники молодых плит, особенно Западно-Сибирской. Показываются проблемы, с которыми сталкиваются геологи, занимающиеся региональной тектоникой СССР.

Прошло 10 лет со времени проведения Всесоюзного совещания «Проблемы тектоники территории СССР и размещение полезных ископаемых», на котором был подведен итог изучения тектоники СССР за 60-е — первую половину 70-х годов. Это время ознаменовалось прогрессирующим накоплением новых геологических фактов, а также переосмыслением старого материала под влиянием тектонических и геодинамических идей, бурно развивающихся в последнее 20-летие. Важным стимулирующим событием для геологов был 27-й Международный геологический конгресс, состоявшийся в 1984 г. в Москве. Однако следует подчеркнуть, что тектонический анализ не поспевает с должной скоростью за лавиной нового материала и выделить полезный тектонический «сигнал» из регионального геологического «шума» совсем не просто. Региональная тектоника СССР в рассматриваемое время развивалась главным образом в направлении приложения идей новой глобальной тектоники в разных вариантах к интерпретации геодинамических обстановок в отдельных регионах при пассивной в целом позиции сторонников традиционных фиксистских концепций. Обзор наиболее важных достижений в региональной тектонике СССР за прошедшие 10 лет, а также возникающих при этом проблем начнем с древних платформ, перейдя потом к складчатым поясам.

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа является одной из наиболее изученных структур подобного рода, и существенные новые обобщения сделаны по фундаменту, в котором установлены гнейсовые и гранулитогнейсовые блоки, с одной стороны, и гранулиточарнокитовые сравнительно узкие пояса с линейными массивами основных пород, метаморфизованных также в гранулитовой фации, — с другой. Возраст всех пород, в отличие от более ранних схем, трактуется как архейский; каждому типу отвечают мозаичные либо линейные магнитные аномалии, которые хорошо трассируют их под чехлом платформенных отложений. Подобная трактовка структуры фундамента принята и на новой Международной тектонической карте Европы и смежных областей. Пока неясную, но важную роль в структуре фундамента играют «серогнейсовые» блоки, следы древнейшей тоналитовой протокры, в целом андезитовой по составу. Зеленокаменные архейские пояса обладают сложной внутренней складчатостью с развитием взросов, надвигов и, возможно, покровов. В настоящее время появляются данные о том, что структура

фундамента на щитах и в пределах Русской плиты различается тем, что в первых шире развиты гранитозеленокаменные области, а во втором случае преобладают гранулитогнейсовые (С. В. Богданова, Р. А. Гафаров). Корреляция же архейских комплексов в этих двух различных структурных элементах — все еще трудно разрешимая проблема. Таким образом, получается, что уже в архее различные участки фундамента платформ развивались по-разному, что и обусловило в дальнейшем формирование плиты и щитов. Существуют соображения о том, что «мозаичные» блоки не являются архейскими «срединными массивами», а разделяющие их пояса — протогеосинклинальными. Наоборот, предполагается широкое распространение архейских комплексов в линейных поясах и развитие нормальных кольцевых структур с характерной метаморфической и петрофизической зональностью раннепротерозойского возраста в пределах архейских «мозаичных» блоков (С. В. Богданова). Кроме того, размещение раннепротерозойских куполов тяготеет к тем районам архейской протоконтинентальной коры, в которых развиты метаосадочные и вулканогенные толщи, а линейные зоны (одновозрастные куполам) формируются в пределах метаандезитовых серий. Таким образом, центральную гранитозеленокаменную область платформы окружают гранулитовые области с «мозаичным» рисунком, в которых развиты купольные структуры. До рубежа в 2 млрд. лет фундамент щитов и плиты вряд ли чем-то различался. Таким образом, представления о структуре фундамента Восточно-Европейской платформы за последние годы подверглись пересмотру, но однозначного мнения на этот счет пока не существует.

В фундаменте **Сибирской платформы** выделяются те же комплексы, что и в фундаменте Восточно-Европейской, однако гранулитогнейсовые комплексы развиты там в ее центральной части, тогда как по периферии преобладают гранитозеленокаменные. Установлена раннепротерозойская переработка архейской коры. Новые материалы по Алданскому щиту и Анабарскому массиву показывают широкое развитие в их пределах покровно-надвиговых структур, возникших в момент кульминации метаморфизма по давлению, а формирование термальных куполовидных структур произошло после складчатости, образовавшей зоны линейных складок (В. Л. Дук, В. И. Кицул). Существенным достижением является установление зональности в древнейших комплексах пород фундамента, при этом наиболее глубинным представляется сутамский комплекс в юго-западной части Алданского щита, для которого установлены три эпохи метаморфизма и четыре — деформаций. Присутствие в иенгской серии окатанных цирконов свидетельствует о существовании еще более древнего фундамента, состоящего, по-видимому, из серых гнейсов, т. е. каких-то фрагментов протокры, которые в последние годы обнаружены во многих местах Алданского щита. По мнению В. С. Федоровского и др., в раннем архее на Сибирской платформе, в частности на Алданском щите, формировалась тоналитовая пропекора с купольными структурами, которая подверглась рифтогенезу с образованием зеленокаменных поясов. В раннем протерозое намечается сосуществование зеленокаменных поясов, гранитогнейсовых массивов, зон палеошельфов, вулканоплутонических поясов и моласс. Вопрос заключается в том, в какой степени положения тектоники плит применимы к этому времени. Развивается представление о существовании в архее на древних платформах своеобразных тектонопар: зеленокаменных поясов — древнейших палеорифтов и зон куполов тоналитов (серых гнейсов) (Д. И. Мусатов и др.). Расшифровка фундамента Лено-Енисейской плиты только начинается, и если мнения по поводу структуры ее восточной половины более или менее совпадают, то западная часть, особенно Тунгусский мегаблок, остается предметом дискуссий. Экстраполяция данных, полученных по обнаженным участкам фундамента, в пределы закрытых территорий сильно отличается у разных авторов, и эта проблема еще ждет решения.

Что касается новых данных по тектонике чехла древних платформ, то, пожалуй, наиболее интересные результаты были получены по структуре, формациям и магматизму доплитного позднепротерозойского комплекса. На Восточно-Европейской платформе эти данные сводятся в основном к уточнению и детализации уже известных фактов, а на Сибирской бурение и геофизика позволяют предположить более широкое распространение рифейских авлакогенов в Тунгусской синеклизе и на северо-востоке Лено-Енисейской плиты, где Б. Р. Шпунт установил развитие необычного для структур такого рода рифейского щелочного калиевого вулканизма. Таким образом, можно ожидать, что авлакогенная стадия развития Сибирской платформы окажется не менее ярко выраженной, чем на Восточно-Европейской. Данные по рифтам древних платформ СССР, начиная с рифейского времени, суммированы Е. Е. Милановским, показавшим, что рифейские рифты (авлакогены), как правило, не развиваются в областях фундамента с древними гнейсовыми ядрами и «овоидами» и чаще наследуют линейные зоны позднеархейского или раннепротерозойского возраста. Проблема границ древних платформ хотя в целом и решена, однако дискуссии по поводу возраста и структуры фундамента Тимано-Печорской плиты, как и северной границы Сибирской платформы в районе Хатанга-Пясинского прогиба и Южного Таймыра, все еще продолжаются.

Интересные данные получены по тектонике траппового комплекса Тунгусской синеклизы, в котором установлены три «этажа»: 1) «подсилловый», германотипно деформированные блоки чехла, пропитанные базальтовой магмой, 2) «силловый» и 3) «надсилловый», представляющий собой нередко комплекс «дайка в дайке», располагающийся пучками (рассеянный спрединг) (С. А. Куренков).

Нельзя не отметить появления большого количества работ, посвященных выявлению линейных и кольцевых дислокаций на платформах по данным дешифрирования космических снимков. Линейные дислокации достаточно хорошо укладываются в ортогональную и диагональную регматические системы, причем этим системам подчиняются практически все разновозрастные структурные элементы платформ, начиная с древнейших структур фундамента. Следует подчеркнуть появление хорошей сводки В. С. Конищева по тектонике областей галокинеза Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Гораздо больше нового за прошедшее десятилетие появилось в региональной тектонике складчатых поясов.

Урало-Охотский складчатый пояс. К числу наиболее «трудных» участков этого пояса относятся Западное Забайкалье, Хамар-Дабан, Восточная Тува и Восточный Саян. Геологи, работающие в этих регионах, высказывают нередко противоположные точки зрения на их структуру и тектоническое развитие.

Начнем рассмотрение с Саяно-Байкальского региона, в котором «завязаны» различные концепции со времен Э. Зюса, М. М. Тетяева, В. А. Обручева и Н. С. Шатского, выделивших байкальскую складчатость, роль которой сейчас резко уменьшилась. Ряд исследователей (Е. Н. Алтухов) полностью отрицают наличие здесь байкалид, причем основные разногласия касаются тектонической природы патомской серии, которая трактуется как многоэпизодная, орогенная либо платформенная. Другие развивают представления о ранних каледонидах или «байкальских каледонидах», считая, что в Сибири нет районов с завершённой докембрийской складчатостью (В. Г. Беличенко). Е. Н. Алтухов сделал попытку выделять рифенды в широком смысле этого слова с рубежами складчатости в 1,4 и 1,0 млрд. лет, а также в 1,7 (Орхонско-Малханская зона) и 2 млрд. лет (Становая зона).

В Туве существует проблема возраста метаморфитов окинской свиты. В связи с обнаружением в ней фанерозойской (додевонской) фауны

и предположением об ее ксеногенной природе ставится вопрос о поздних каледонидах, среди которых сохраняются выступы докембрия. В основании нижнекембрийских отложений есть конгломераты с галькой метаморфических пород окинской свиты, но с другой стороны, есть и раннепалеозойская фауна. Решение этого вопроса должно снять существующие противоречия.

Для Восточного Саяна и Тувы спорной является проблема фундамента протерозоид и салаирид, среди которых, по одной из концепций, широко развиты раннеархейские блоки (Е. Н. Алтухов), представленные гранулиточарнокитовыми, гранулитобазитовыми, тоналитогнейсовыми и реже — зеленокаменными образованиями древнейшей протоконтинентальной коры. Именно она и послужила тем субстратом, на котором в протерозое формировались шельфовые комплексы. Фундамент подвергся четырехэтапному метаморфизму и деформациям, как это установлено для Кызыр-Кизирской зоны, в которой нет настоящей офиолитовой ассоциации, а присутствуют лишь расслоенные габброиды повышенной щелочности. Противоположная концепция заключается в отрицании выступов древнейшего континентального фундамента и признании океанической природы бассейна (офиолитовый субстрат), в котором уже в среднепозднекембрийское время в глубоководной обстановке накапливались терригенные турбидиты (А. Б. Дергунов).

В последнее время появились работы (А. Б. Дергунов, Н. Н. Хераков), в которых обосновывается покровно-складчатое строение каледонид Центральной Азии, с широким проявлением горизонтальных движений, тектоническим сучиванием, метаморфизмом и т. д., происходивших в среднем — позднем кембрии, раннем — среднем ордовике и в силуре — раннем девоне одновременно с гранитообразованием. Тектоника и геодинамика этого огромного региона пересмотрены с мобилистских позиций, и создана достаточно стройная и логичная схема его развития, которая встречает, однако, серьезную критику. Так, в работе Н. Л. Добрецова обосновываются новые представления о покровной тектонике Восточного Саяна и в связи с этим пересматривается стратиграфия опорного района, что вызвало критику А. В. Ильина, показавшего спорные, нерешенные и просто неверные моменты в новой трактовке структуры региона. Однако для Западного Саяна покровно-складчатое строение выглядит гораздо убедительней. В покровных перемещениях в Западном Саяне участвует и офиолитовый комплекс, слагающий меланократовое (океаническое) основание, на котором закладывались раннекаледонские геосинклинали. Основной проблемой тектонической истории этого региона, как, впрочем, и других, является еще не решенная проблема возраста и состава фундамента.

Что касается Урала — классического примера линейных подвижных зон, то за последние 10 лет происходило дальнейшее изменение взглядов на тектонику региона и уже в 1977 г. была опубликована новая Тектоническая карта Урала, составленная по принципам, разработанным в Геологическом институте АН СССР в Москве. С тех пор появилось много работ, трактующих структуру Урала с позиций покровной тектоники и тектонического сучивания материала.

Наиболее достоверной концепцией тектоники Урала представляются взгляды, развиваемые В. Н. Пучковым, С. Н. Ивановым, К. К. Золоевым и др. Рифейские отложения Урала формировались в рифтах, а не в миогеосинклиналиях, о чем свидетельствует и характер магматизма. Таким образом, отрицаются байкалиды на Урале. В пределах Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны, образовавшейся на месте шельфа, континентального склона и подножия континента, выделяются шарьяжи (Кракинский, Нязепетровский, Лемвинский и др.), а главный Уральский разлом с серпентинитовым меланжем является важнейшей структурой, маркирующей столкновение плит. В зеленокаменной зоне предполагается меланократовый фундамент (габбро-гипербазиты), установлены комплекс параллельных даек и океанические толеитовые базальты, надстраивающиеся радиоляритовыми яшмами. Массивы Платиноносного

пояса отличаются от типичной офиолитовой ассоциации и обладают глубокими корнями. Ширина океанического бассейна, возникшего в ордовике, не известна, и мнения на этот счет противоречивы. С конца раннего силура уже начинают развиваться островодужные комплексы. Существует мало данных о комплексах, маркирующих восточную континентальную окраину этого палеоокеана. Возможно, ее следы устанавливаются на северном продолжении Восточно-Мугоджарской зоны (микроконтинента). Максимальные усилия сжатия фиксируются на Урале, начиная со среднего карбона, когда происходит основное шарьирование материала. Покровообразование в целом имело умеренный характер. Хотелось бы также отметить интересную работу, посвященную тектонике и геодинамике одного из районов Южного Урала, показавшую впечатляющую картину сходства разреза урочища Шулдак с корой океанического типа (Л. П. Зоненшайн и др.). Однако геодинамические построения, в частности ширина раскрытия древнего океана, требуют обоснования. Следует отметить, что по гипербазитовым массивам Урала в последние годы появились хорошие структурные работы, позволившие осветить внутреннее строение массивов, в ряде мест доказать их аллохтонность и показать длительный, многоэтапный процесс их выведения на поверхность. В этом отношении особенно «повезло» гипербазитам Полярного Урала.

Появляются все новые данные о чешуйчато-надвиговой и покровной структуре западного склона Урала и внутренней зоны Предуральского краевого прогиба. Покровная трактовка структуры Урала наиболее ярко выражена в работе Т. Т. Казанцевой. Подобным идеям не добавляет убедительности многократно декларируемый тезис о тангенциальном сжатии, в результате которого происходило шарьирование пластин, сформировавших многоэтажные аллохтонные пакеты в пределах Урала. В этой части новым взглядам явно не хватает доказательности и обоснованности. Тем не менее совершенно ясно, что в настоящее время вряд ли возможен возврат к прежним тектоническим представлениям.

Существенно изменились знания о тектонике Новой Земли, Вайгача и Пай-Хоя. Можно считать доказанным, что структуры Полярного Урала не находят продолжения на Пай-Хое, а последний вместе с о. Вайгач и Новой Землей представляют внутриплатформенную структуру типа сложного авлакогена, испытавшую заключительную раннекиммерийскую складчатость в позднем триасе — ранней юре (Г. Н. Ковалева). В пределах этого региона установлены совершенно разные типы складчатости, от голоморфной до платформенной. В. И. Устрицкий доказывает отсутствие связей между Уралом и Пай-Хоем и подчеркивает, что в позднем палеозое на месте Южно-Карской впадины существовал изолированный океанический бассейн — реликт Урало-Таймырского океана. Во всяком случае геофизические материалы по Карскому морю показывают отсутствие продолжения складчатых структур Урала в этот район.

Одним из хорошо изученных регионов Урало-Охотского пояса является Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань, тектоника которых отражена в ряде карт, изданных в начале 80-х годов и в целом комплексе крупных обобщающих работ. С одной стороны, имеется концепция, трактующая строение Казахстанско-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы как отчетливо овальное, квазиконцентрическое, зональное. Ю. А. Зайцев предлагает именовать подобные системы ареагеосинклиналями, противопоставляя их линейным геосинклинальным системам типа Уральской. Для них характерно центростремительное смещение процесса заложения геосинклинальных прогибов и стадий их развития, магматизма и складчатости. Вначале обособляется внешний пояс прогибов и поднятий, обрамляющий центральное ядро — гигантский изометричный срединный массив, сложенный докембрийскими метаморфическими комплексами. Впоследствии процесс деструкции континентальной коры, сопровождаемый образованием офиолитов, скачкообразно смещается внутрь геосинклинальной системы. Центральное ядро полностью разрушается в середине ордовика. Для последующей истории

характерно центростремительное дискретное смещение складчатости, орогенеза, краевых вулканических поясов, соответствующего магматизма. Последней в перми замыкается остаточная Джунгаро-Балхашская геосинклинальная область.

Важным, по мнению Ю. А. Зайцева, структурным элементом эвгеосинклинальных областей являются мантийные валы, которые возникают в зонах раздвигов в момент их заложения, определяют новообразование здесь квазикокеанической земной коры и в дальнейшем развиваются как конседиментационные внутригеосинклинальные линейные поднятия.

Другая концепция, развиваемая сотрудниками Геологического института АН СССР, исходит из мобилистских представлений. Наиболее ярко этот подход проявился в Тектонической карте Восточного Казахстана в масштабе 1 : 2 500 000 и объяснительной записке к ней, изданными в 1982 г. На востоке региона в венде — раннем палеозое существовало пространство с корой океанического типа, но когда оно возникло, остается неясным. На западе раздроблялась ранее сформированная континентальная докембрийская кора. Подчеркивается разница между составом отложений и вулканизма в современных и в древних океанах, существовавших в раннем палеозое в Центральном Казахстане. Мобилистская трактовка структуры Казахстана в последнее время применяется все чаще.

И наконец, третья концепция, которую развивают А. А. Абдулин и А. Е. Шлыгин, сводится к признанию лишь ограниченного раздробления древнего платформенного основания в ряде случаев с вскрытием «базальтового» слоя и отсутствию океанических бассейнов. По существу излагается идея ограниченного рифтогенеза на фоне пульсирующих движений земной коры. Рифтогенез фиксируется поясами ультрабазитов, которые располагаются непосредственно среди древних метаморфических толщ. Таким образом, трактовка тектоники Казахстана у разных авторов резко отличается.

Южный Тянь-Шань продолжает вызывать оживленную полемику среди тектонистов. После того как была сформулирована идея о его покровном строении и высказано предположение о палеозойском океаническом бассейне, дискуссия идет в основном по пути реконструкции шарьяжей, направления их перемещения, величины раскрытия «палеоокеанов» и т. д. Г. С. Поршняков, Ю. С. Бискэ и др. придерживаются концепции одностороннего перемещения покровов, видя их корни в зонах глубинных разломов. Сторонники «фиксистского» взгляда на тектонику Южного Тянь-Шаня отстаивают свои точки зрения весьма пассивно. В 1985 г. появилась работа М. Г. Леонова, в которой формулируется новая трактовка тектонического развития региона. В позднем рифее или раннем палеозое в бассейне неясных размеров с корой океанического типа возникли поднятия, сложенные базальтоидами, между которыми накапливались глубоководные кремнисто-глинистые и карбонатные осадки. Преобразование вулканических поднятий сопровождалось метаморфизмом пород, их «растеканием» в стороны, что в свою очередь вело к образованию зон меланжа, надвигов и покровов. «Расползание» вулканических поднятий происходило под действием гравитации, но при этом допускается и общее движение «океанического» субстрата. Подобный подход «ограниченного мобилизма» показывает, что существует еще много нерешенных вопросов в тектонике Южного Тянь-Шаня.

Несомненны успехи в деле изучения тектоники фундамента и чехла Западно-Сибирской плиты. Проблема строения фундамента плиты, особенно ее северной наиболее погруженной части, все еще является предметом оживленной дискуссии, о чем свидетельствуют различные схемы ее структуры, опубликованные за последние 10 лет. Расшировка тектонической природы фундамента на севере плиты неотделима от проблемы сочленения складчатых сооружений Урала и Таймыра и судьбы северного продолжения герцинид Иртыш-Зайсанской системы. Различные точки зрения сконцентрированы вокруг нескольких концепций. По-

одной из них (В. С. Сурков, О. Г. Жеро) фундамент центральной и северной частей плиты эпигерцинский, но с присутствием массивов байкальского возраста, в отношении формы и размера которых нет единодушия. Признаваемый и доказанный Уват-Ханты-Мансийский массив докембрийской консолидации имеется во всех схемах, но в разных конфигурациях, иногда продолжаясь далеко на север в район Обской губы и п-ова Ямал.

Другая концепция, развиваемая М. Я. Рудкевичем и Л. Л. Подсоговой, предполагает докембрийский возраст фундамента плиты, причем не только байкальский, но и добайкальский (архейский и раннепротерозойский). И только западная, южная и северо-восточная прибортовые зоны фундамента сложены палеозойскими складчатыми системами. В соответствии с такой трактовкой на севере плиты палеозойские и триасовые отложения, имея покровное распространение, слагают слабо дислоцированный платформенный чехол. Таким образом, представление о герцинском возрасте большей части фундамента отвергается. Надо сказать, что подобная точка зрения привлекает все больше сторонников, учитывая факт замыкания или вырождения как Таймырской, так и Уральской складчатых систем. Поэтому существование глубоко погруженного древнего массива, даже архейского возраста, в этом регионе вполне допустимо. Иногда выделяются две глыбы раннепротерозойской консолидации: Ямало-Тазовская и Надым-Тазовская, разделенные байкальским кряжем субширотной ориентировки (Нестеров И. И. и др., 1984). Эта проблема тесно переплетается с проблемой возраста фундамента Тимано-Печорской плиты. Возможно, что и в этом районе имеется эпиархейская глыба, лишь нарушенная авлакогенами, а не байкалиды, и тогда Пай-Хой окажется внутриплатформенной структурой. В то же время существует и противоположный взгляд на природу севера плиты и Карского моря, где в позднем палеозое предполагается впадина с океанической корой. Совсем недавно появилась трактовка фундамента плиты с крайне мобилистских позиций (Е. Г. Журавлев), которая пока выглядит мало обоснованной.

Нет единодушия и в интерпретации тектонической позиции траппов поздней перми — триаса и ранней юры, в том числе и их пространственного расположения. Грабены, выполненные угленосными и вулканогенными образованиями, приурочены в основном к эпигерцинским структурам в фундаменте, исчезая к северу, где фундамент предполагается более древним. Таким образом, тафрогенный комплекс замещается однообразным, но плитным комплексом. Тектоника плитного чехла детально изучена по данным бурения и геофизических исследований МОВ ОГТ и освещена в работах нефтяников.

Урало-Охотский пояс характеризуется в целом присутствием большого количества блоков архейского или раннепротерозойского возраста консолидации, сохранившихся от распада древнейшего суперконтинента, начавшегося на восточных окраинах пояса в среднем — позднем рифе (офиолиты Северного Таймыра, Енисейского кряжа и Восточного Саяна), но достигшего максимума в ордовике — раннем силуре, после чего раскрытие океанических бассейнов прекратилось, и фазы диастрофизма, следовавшие одна за другой, спаяли фрагменты пояса в единое целое, причем дольше всего (позднекимерийская фаза) этот процесс затянулся на востоке пояса. Несмотря на спорные моменты и противоречивые суждения, подобный ход эволюции Урало-Охотского пояса можно считать обоснованным.

Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс. За последнее десятилетие получены новые впечатляющие данные по тектонике различных складчатых областей и систем этого пояса. Итог изучения Украинских Карпат подведен в только что опубликованной Тектонической карте Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000. В этой складчатой системе установлено чешуйчато-надвиговое и покровно-складчатое строение всех структурно-фациальных зон, что свидетельствует о значительном, трехкратном сокращении пространства, занятого ранее флишевым проги-

характерно центростремительное дискретное смещение складчатости, орогенеза, краевых вулканических поясов, соответствующего магматизма. Последней в перми замыкается остаточная Джунгаро-Балхашская геосинклинальная область.

Важным, по мнению Ю. А. Зайцева, структурным элементом эвгеосинклинальных областей являются мантийные валы, которые возникают в зонах раздвигов в момент их заложения, определяют новообразование здесь квазиокеанической земной коры и в дальнейшем развиваются как конседиментационные внутригеосинклинальные линейные поднятия.

Другая концепция, развиваемая сотрудниками Геологического института АН СССР, исходит из мобилистских представлений. Наиболее ярко этот подход проявился в Тектонической карте Восточного Казахстана в масштабе 1:2 500 000 и объяснительной записке к ней, изданными в 1982 г. На востоке региона в венде — раннем палеозое существовало пространство с корой океанического типа, но когда оно возникло, остается неясным. На западе раздроблялась ранее сформированная континентальная докембрийская кора. Подчеркивается разница между составом отложений и вулканизма в современных и в древних океанах, существовавших в раннем палеозое в Центральном Казахстане. Мобилистская трактовка структуры Казахстана в последнее время применяется все чаще.

И наконец, третья концепция, которую развивают А. А. Абдулин и А. Е. Шлыгин, сводится к признанию лишь ограниченного раздробления древнего платформенного основания в ряде случаев с вскрытием «базальтового» слоя и отсутствию океанических бассейнов. По существу излагается идея ограниченного рифтогенеза на фоне пульсирующих движений земной коры. Рифтогенез фиксируется поясами ультрабазитов, которые располагаются непосредственно среди древних метаморфических толщ. Таким образом, трактовка тектоники Казахстана у разных авторов резко отличается.

Южный Тянь-Шань продолжает вызывать оживленную полемику среди тектонистов. После того как была сформулирована идея о его покровном строении и высказано предположение о палеозойском океаническом бассейне, дискуссия идет в основном по пути реконструкции шарьяжей, направления их перемещения, величины раскрытия «палеоокеанов» и т. д. Г. С. Поршняков, Ю. С. Бискэ и др. придерживаются концепции одностороннего перемещения покровов, видя их корни в зонах глубинных разломов. Сторонники «фиксистского» взгляда на тектонику Южного Тянь-Шаня отстаивают свои точки зрения весьма пассивно. В 1985 г. появилась работа М. Г. Леонова, в которой формулируется новая трактовка тектонического развития региона. В позднем рифее или раннем палеозое в бассейне неясных размеров с корой океанического типа возникли поднятия, сложенные базальтоидами, между которыми накапливались глубоководные кремнисто-глинистые и карбонатные осадки. Преобразование вулканических поднятий сопровождалось метаморфизмом пород, их «растеканием» в стороны, что в свою очередь вело к образованию зон меланжа, надвигов и покровов. «Расползание» вулканических поднятий происходило под действием гравитации, но при этом допускается и общее движение «океанического» субстрата. Подобный подход «ограниченного мобилизма» показывает, что существует еще много нерешенных вопросов в тектонике Южного Тянь-Шаня.

Несомненны успехи в деле изучения тектоники фундамента и чехла Западно-Сибирской плиты. Проблема строения фундамента плиты, особенно ее северной наиболее погруженной части, все еще является предметом оживленной дискуссии, о чем свидетельствуют различные схемы ее структуры, опубликованные за последние 10 лет. Расшировка тектонической природы фундамента на севере плиты неотделима от проблемы сочленения складчатых сооружений Урала и Таймыра и судьбы северного продолжения герцинид Иртыш-Зайсанской системы. Различные точки зрения сконцентрированы вокруг нескольких концепций. По-

одной из них (В. С. Сурков, О. Г. Жеро) фундамент центральной и северной частей плиты эпигерцинский, но с присутствием массивов байкальского возраста, в отношении формы и размера которых нет единодушия. Признаваемый и доказанный Уват-Ханты-Мансийский массив докембрийской консолидации имеется во всех схемах, но в разных конфигурациях, иногда продолжаясь далеко на север в район Обской губы и п-ова Ямал.

Другая концепция, развиваемая М. Я. Рудкевичем и Л. Л. Подсоговой, предполагает докембрийский возраст фундамента плиты, причем не только байкальский, но и добайкальский (архейский и раннепротерозойский). И только западная, южная и северо-восточная прибортовые зоны фундамента сложены палеозойскими складчатыми системами. В соответствии с такой трактовкой на севере плиты палеозойские и триасовые отложения, имея покровное распространение, слагают слабо дислоцированный платформенный чехол. Таким образом, представление о герцинском возрасте большей части фундамента отвергается. Надо сказать, что подобная точка зрения привлекает все больше сторонников, учитывая факт замыкания или вырождения как Таймырской, так и Уральской складчатых систем. Поэтому существование глубоко погруженного древнего массива, даже архейского возраста, в этом регионе вполне допустимо. Иногда выделяются две глыбы раннепротерозойской консолидации: Ямало-Тазовская и Надым-Тазовская, разделенные байкальским кряжем субширотной ориентировки (Нестеров И. И. и др., 1984). Эта проблема тесно переплетается с проблемой возраста фундамента Тимано-Печорской плиты. Возможно, что и в этом районе имеется эпиархейская глыба, лишь нарушенная авлакогенами, а не байкалиды, и тогда Пай-Хой окажется внутриплатформенной структурой. В то же время существует и противоположный взгляд на природу севера плиты и Карского моря, где в позднем палеозое предполагается впадина с океанической корой. Совсем недавно появилась трактовка фундамента плиты с крайне мобилистских позиций (Е. Г. Журавлев), которая пока выглядит мало обоснованной.

Нет единодушия и в интерпретации тектонической позиции траппов поздней перми — триаса и ранней юры, в том числе и их пространственного расположения. Грабены, выполненные угленосными и вулканогенными образованиями, приурочены в основном к эпигерцинским структурам в фундаменте, исчезая к северу, где фундамент предполагается более древним. Таким образом, тафрогенный комплекс замещается одно-возрастным, но плитным комплексом. Тектоника плитного чехла детально изучена по данным бурения и геофизических исследований МОВ ОГТ и освещена в работах нефтяников.

Урало-Охотский пояс характеризуется в целом присутствием большого количества блоков архейского или раннепротерозойского возраста консолидации, сохранившихся от распада древнейшего суперконтинента, начавшегося на восточных окраинах пояса в среднем — позднем рифее (офиолиты Северного Таймыра, Енисейского кряжа и Восточного Саяна), но достигшего максимума в ордовике — раннем силуре, после чего раскрытие океанических бассейнов прекратилось, и фазы диастрофизма, следовавшие одна за другой, спаяли фрагменты пояса в единое целое, причем дольше всего (позднекимерийская фаза) этот процесс затянулся на востоке пояса. Несмотря на спорные моменты и противоречивые суждения, подобный ход эволюции Урало-Охотского пояса можно считать обоснованным.

Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс. За последнее десятилетие получены новые впечатляющие данные по тектонике различных складчатых областей и систем этого пояса. Итог изучения Украинских Карпат подведен в только что опубликованной Тектонической карте Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000. В этой складчатой системе установлено чешуйчато-надвиговое и покровно-складчатое строение всех структурно-фациальных зон, что свидетельствует о значительном, трехкратном сокращении пространства, занятого ранее флишевым проги-

бом. Если структура и развитие Украинских Карпат сейчас хорошо известны, то гораздо хуже обстоит дело с объяснением механизма формирования этой структуры. Имеются пока самые общие соображения.

Даже в таком изученном регионе, как Кавказ, достигнуты большие успехи в деле познания тектоники. Во-первых, они касаются установления покровного строения среднепалеозойских отложений зоны Передового хребта. Аллохтонные пластины перемещены с юга на север в позднем турне, так как сформировавшаяся структура перекрывается сероцветной намюрской молассой. Важным моментом в трактовке структуры метаморфического комплекса зоны Главного хребта является факт установления палеозойского возраста по крайней мере части этого комплекса, который скорее всего также имеет покровное строение. Но проблема расшифровки структуры метаморфитов Главного хребта — дело будущего. Сейчас мы намного лучше знаем структуру Большого Кавказа, и в частности нижнесреднеюрских толщ, чем раньше. Во многих зонах установлены надвиги, покровы, взбросы альпийского возраста, и в целом асимметричное сооружение Большого Кавказа также приобретает чешуйчато-надвиговой облик. Надвиги установлены и по северному склону Восточного Кавказа, а передовые складки Терско-Каспийского краевого прогиба являются бескорневыми. Покровно-надвиговые дислокации обнаружены и в пределах Куринской межгорной впадины. На Малом Кавказе все еще дискутируется вопрос об аллохтонности или автохтонности офиолитов. Хотя их покровное залегание убедительно обосновано многочисленными работами, проблема корней покровов и ширина раздвиги офиолитовых зон вызывают противоречивые толкования. Предполагается, что корневой зоной мог быть Зангезурский шов, от которого офиолитовые покровы перемещались на расстояния до 60 км и оказались в Севано-Акеринском и Еревано-Ордубадском прогибах, т. е. в своеобразных «ловушках», как показал В. Е. Хаин. В настоящее время преобладает мобилистский подход при трактовке тектоники и геодинамики Кавказа, касается ли это палеозойской или альпийской истории его развития. Однако среди мобилистских реконструкций наблюдается слишком большой «разброс», что приводит к совершенно различным палеотектоническим выводам. Количество «степеней свободы» можно сократить, как хорошо продемонстрировал А. А. Белов.

Недавно появилась работа С. И. Дотдугева с крайними представлениями о покровном строении Большого Кавказа, в которых трудно отделить действительно наблюдаемые факты от широкой экстраполяции. Нет единства и в понимании геодинамических обстановок проявления как герцинского, так и альпийского магматизма. Новейший, неоген-четвертичный, вулканизм не может быть удовлетворительно объяснен с точки зрения «остаточной» субдукции, палеозон Беньофа и т. д. Тектоническая приуроченность и латеральная геохимическая зональность молодых вулканитов свидетельствует о наличии местных очагов плавления на глубинах до 70—60 км для базальтовых магм и 15—20 км для кислых, сформировавшихся в поперечной зоне растяжения при общем субмеридиональном сжатии Кавказа.

Благодаря широкому использованию данных сейсморазведки МОГТ получены интересные новые данные о строении Черноморской впадины до глубин в 15—16 км (Д. А. Туголесов и др.). Поверхность «базальтового» слоя (по старым материалам ГСЗ) совпадает с кровлей верхнего мела, что заставляет критически относиться к геологическому истолкованию данных ГСЗ. Появляется уверенность в том, что Черноморская впадина возникла не в результате «мгновенного» провала, а формировалась длительное время в течение всего кайнозоя и части мезозоя. Полагают, что мобилистские представления о Черноморской впадине в свете установленной структуры отложений и амплитуды прогибания не находят подтверждения и должны быть оставлены. Чрезвычайно любопытные вопросы возникают в связи с возможным сосуществованием флишевых прогибов зоны южного склона Большого Кавказа и Черноморской

впадины. В анализе современными геофизическими методами нуждается и Южно-Каспийская глубоководная впадина.

Что касается Памира, то можно констатировать почти всеобщее признание его покровно-складчатого строения, за исключением мнения лишь ряда геологов, отстаивающих взгляды о «вертикальном» стиле тектоники Памира, которые были подвергнуты убедительной критике Б. Р. Пашковым и др. Сокращение отдельных зон Памира в 3 раза или более с образованием очень сложной складчато-покровной структуры вполне реально. Несомненным достижением в изучении Памира является установление В. А. Швольманом офиолитовой ассоциации поздней перми — триаса в Рушанско-Пшартской зоне, фиксирующей бассейн, амплитуда раскрытия которого неизвестна, закрывшийся в позднем триасе — ранней юре (В. Е. Хаин). На Северном Памире можно считать доказанной аллохтонность палеозойских офиолитов.

Тихоокеанский складчатый пояс. Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область таит в себе еще много неразгаданных тектонических проблем, и одной из них, наиболее оживленно обсуждаемой в печати, является проблема Колымского массива. Традиционно принято считать, что массив существовал с рифея вплоть до поздней юры. С другой стороны, многие (А. П. Ставский и др.) отрицают Колымский массив. Суть этой концепции состоит в утверждении, что к рифею в рассматриваемом регионе сформировался блок континентальной коры, на котором в рифее, раннем и среднем палеозое возникли рифты, что в конце концов привело к расколу единого материкового блока на Сибирский и Омолонский, с океаническим пространством между ними в раннем карбоне. Дальнейшая история была связана с коллизией этих блоков, образованием островных дуг и т. д. В Алазейско-Олойской зоне устанавливаются фрагменты офиолитовой ассоциации (рифей — ранний палеозой), вулканогенно-терригенные комплексы энсиалической островной дуги (поздний палеозой — ранний мезозой), области с отсутствием современной континентальной коры (Момо-Зырянская впадина). Развитие по такому плану увязывается с палеогеодинамикой всего Арктического региона (Л. А. Савостин, Л. М. Натапов и др.). Важным для новых построений в пределах Колымского «массива» является характерный овалный рисунок магнитных аномалий, которые протягиваются из Олойской зоны во внутренние части массива. Таким образом, дилемма остается: либо срединный массив, либо океаническое пространство неясного размера.

В пределах Верхояно-Колымской системы складчатость, начавшаяся в поздней юре, достигла максимума в раннем мелу. Предполагается срыв слоев со своего основания во многих местах этого региона. Большое значение придается Южно-Ануйской шовной зоне, сложной офиолитами и вулканогенно-осадочными толщами верхней юры — нижнего мела, возникшей в триасе и юре на месте океанического бассейна и маркирующей, по мнению Л. П. Зоненшайна, столкновение Колымо-Омолонского массива и Чукотки, относящейся уже к Арктическому поясу. Для Верхояно-Колымской области существует много различных геодинамических схем, что само по себе свидетельствует о недостатке фактических данных.

Благодаря детальным работам, проведенным в последние 10 лет в различных складчатых системах северо-западной части Тихоокеанского пояса, представления о строении и геодинамике этого региона во многом изменились. Пересмотр возраста образований, слагавших традиционно выделявшиеся структуры Сихотэ-Алиня, привел к установлению олистолитовой природы средневерхнепалеозойских известняков, залегающих в триасово-юрских отложениях. Развитые здесь офиолитовые покровы допозднепермского возраста выжаты, по-видимому, из зоны Арсеньевского разлома (А. О. Мазарович). Сихотэ-Алиньская система заложилась в позднем силуре — раннем девоне на коре континентального типа, которая в дальнейшем подверглась раздроблению вплоть до появления в отдельных участках океанической коры. В то же время не исключено, как полагает В. Е. Хаин, что в начальную стадию развития

Сихотэ-Алиньской системы существовало окраинное море, отделявшееся микроконтинентом от океана. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Складчатость перед поздним сеномом консолидировала позднепермский — раннесенонский комплекс Восточно-Сихотэ-Алиньского прогиба, превратив его в синклиорий, по восточной окраине которого возник вулканоплутонический пояс. Деформации середины мела привели к образованию сложной складчатой структуры с надвигами, покровами и крупными сдвигами, в частности Центрального разлома Главного антиклиория, сдвиговая амплитуда по которому явно превышает 100—150 км (В. Е. Хаин). Сихотэ-Алинь как подвижная зона вырождается на севере (Тахтинский массив) и на юге (Китайско-Корейская древняя платформа). В плиоцене произошло новое орогенное воздымание региона, сопровождавшееся базальтовым вулканизмом.

В тектонике Сахалина важным представляется установление в его восточной части офиолитовой зоны, частично погруженной в море и выделяющейся там по интенсивной магнитной аномалии. Эта зона состоит из тонких пластин, тектонически перекрывающих верхнемеловые отложения. Офиолиты, залегают в низах разреза, диапазон их возраста — триас (поздняя юра) — неоком (Ю. Н. Разницын). В конце сантона все толщи, включая офиолиты, подверглись сильным деформациям с образованием надвиговых и небольших покровных структур, формированием серпентинитового меланжа и глаукофановых метаморфитов. Суммарная мощность реконструированного разреза офиолитовой ассоциации на Сахалине составляет более 2 км. В его образовании выделяются четыре этапа, которым отвечают комплексы: 1) дунит-гарцбургитовый, 2) кумулятивный, 3) параллельных даек, 4) эффузивно-радиолиритовый. Интервал образования ассоциации достигает 65 млн. лет, формировалась она скорее всего во впадине Дерюгина, где и возникло краевое море (Ю. Н. Разницын).

Геологическое строение впадины Охотского моря сейчас известно лучше, чем 10 лет назад, однако остается много нерешенных вопросов, среди которых на одно из первых мест выходит проблема сочленения различных систем в северо-западной части впадины — Сихотэ-Алиньской, Сахалинской, Монголо-Охотской, а также вулканоплутонических поясов. Неясны также конфигурация, возраст, размеры и природы Центрально-Охотоморского массива и его связь с древним Охотским массивом на континенте (В. Е. Хаин). Радиометрический возраст, полученный по драгированным образцам интрузивных и метаморфических пород, дал цифры от 57 до 101 млн. лет и даже 209 млн. лет. Возможно, массив прослеживается на Южную Камчатку, где известен древний сиалический фундамент. Остальная часть Камчатки заложилась скорее всего на коре океанического типа, позднеюрской на западе, раннемеловой на востоке. В настоящее время возраст гнейсового комплекса Камчатки считается докембрийским — 1300 млн. лет урано-свинцовым методом по цирконам (В. И. Кузьмин, А. П. Чехович). Существуют представления об отсутствии Охотоморского массива и о принадлежности акватории к области несформировавшейся континентальной коры (Ю. Н. Разницын).

На Камчатке реконструируются, начиная с позднего мела, островные вулканические дуги и глубокоководные желоба, последовательно мигрировавшие к востоку, вслед за смещением зоны Бенъофа, которая заняла современное положение только в позднем миоцене — начале плиоцена. На Камчатке предполагаются значительные покровы, как, например, покров ирунейской свиты (вулканогенно-кремнистые образования кампана), надвинутый на верхнемеловую флишевую терригенную толщу с олистостромами, амплитудой до 150 км. Покровы на Камчатке хорошо увязываются с покровами в Корьякии, где ватынская серия, имеющая такой же состав и возраст, как и ирунейская свита, также надвинута к западу на терригенные толщи мела (М. Н. Шапиро и др.). Таким образом, однотипные покровно-надвиговые соотношения устанавливаются на протяжении более чем 1000 км.

Дискуссионный вопрос тектоники Курильской островной дуги заключается в установлении ее энсиаличности или энсиматичности. В. Е. Хаин полагает, что Курильская вулканическая дуга образовалась по краю древнего Охотоморского массива с последующим растяжением в ее тылу, чем объясняется океаническая природа земной коры в средней части дуги и возникновение Южно-Охотской впадины с безграницитной корой.

Много новых данных получено по Корякской складчатой системе, в которой выделяется целый ряд зон, в том числе и покровных, западные из которых сформировались на раннепалеозойской океанской коре, а восточные — на такой же коре, но мезозойской и поздне меловой — раннекайнозойской (Олюторская зона) (Ю. М. Пушаровский, Н. А. Богданов и др.). Таким образом, вся Корякская система возникла на океанской коре, кроме самых западных зон, пограничных с Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой областью. Достижением было открытие многочисленных аллохтонных пластин с офиолитовой ассоциацией, местами превращенной в меланж, залегающий в основании чешуйчатых структур. Геологическая история региона рассматривается как последовательное наращивание континентальной коры, начиная с девона, когда на западе возникает вулканическая островная дуга. Позднее такие дуги возникали и восточнее, а в их тылу формировались впадины с вторичной океанской корой. В кампане — маастрихте на востоке Корякии происходит главная фаза покровообразования (Эконайский и Алькатваамский покровы). Покровы «запечатаны» маастрихтским же неавтохтонном. В раннем миоцене отложения Олюторской зоны надвигаются на Хатырскую зону, т. е. проявляется обдукция океанской коры на континентальную (В. Е. Хаин). Таким образом, тектоника Корякской складчатой системы понимается сейчас иначе, чем 10 лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор региональной тектоники СССР за 10 лет, достижения в ее изучении и проблемы, возникающие при этом, показывают, что новые тектонические материалы появляются за счет новых фактических геологических данных, с одной стороны, а с другой — за счет новых идей. Процесс этот взаимосвязан, и его нельзя разрывать. В основе хорошей тектоники лежит прежде всего грамотная геология, достоверные факты, которые можно проверить. Другое дело, как эти фактические данные в дальнейшем интерпретировать. Это уже дело интуиции, приверженности тем или иным тектоническим концепциям, наконец, эрудиции и просто квалификации геолога. Обзор литературы показывает, что наблюдается несбалансированный крен в сторону обобщающих работ в ущерб детальным исследованиям, поставляющим основной доброкачественный фактический материал.

Нередко в погоне за обязательным подтверждением определенных тектонических идей фактический материал так «преломляется», что вызывает недоверие и вынуждает проверять его. Особенно это касается установления покровов, характера складчатости, офиолитовой ассоциации и т. д. Небольшой «обмылок» серпентинитов или поток базальтовых лав нередко трактуется как присутствие офиолитового комплекса со всеми вытекающими отсюда геодинамическими последствиями. В результате теряется грань, отделяющая факты от предположений.

Следует отметить, что чем детальней изучаются складчатые области разного возраста в пределах СССР, тем больше в них обнаруживается покровов, надвигов, чешуйчатых структур и т. д. Покровно-складчатая структура начинает вырисовываться там, где ее раньше совершенно не предполагали.

Остро дискуссионной является тектоническая природа фундамента, на котором закладывались разновозрастные подвижные области и системы. Для многих регионов однозначное решение этой проблемы — дело будущего. Хотелось бы обратить внимание на существующую тенденцию подмены тектонических построений геодинамическими. Такая тенденция

проявляется даже в попытках замены средне- и крупномасштабных тектонических карт геодинамическими. Вряд ли это правильно. Дело в том, что геологическая и тектоническая карты сами по себе уже являются результатом интерпретации. Геодинамические построения — это уже только интерпретация какого-то материала, зависящая от многих факторов, в том числе и чисто субъективных. Поэтому такая подмена совершенно недопустима. В настоящее время ощущается недостаток хороших структурных работ, особенно в региональных тектонических исследованиях, а также добротных палинспастических реконструкций, опирающихся на фактическую основу.

Рассмотрение региональной тектоники СССР показывает, что развитие и структуру различных складчатых поясов нельзя свести к какому-то одному стандарту. Каждая конкретная складчатая область или система обладает своим, во многом неповторимым стилем тектоники и развития.

В настоящее время наблюдается увлечение построением разнообразных тектонических моделей и приложением их к различным регионам. Однако существует много неясностей, касающихся той базы, на которой основана модель, способов проверки «работоспособности» этой модели, возможности применения модели именно к данному региону и т. д. Вопросов возникает очень много, и вряд ли они сразу могут быть разрешены. Тем более есть необходимость четкого разделения фактического материала и основанных на нем предположений и «фактов воображения». Очень часто отсутствие такого разграничения мешает правильно воспринимать реальную картину геологии и тектоники района.

Хотелось бы также обратить внимание на использование метода актуализма в палеотектонических региональных реконструкциях и как следствие — применение так называемых комплексов — показателей для восстановления той или иной геодинамической обстановки. Дело в том, что использование аналогий с современными явлениями для расшифровки процессов прошлого — далеко не универсальный метод, это только один из возможных, но совершенно необязательных путей. Многие события в прошлом наверняка проходили совсем не так, как мы думаем, опираясь на наш современный опыт, поэтому и комплексы-показатели не всегда являются прямыми «показателями».

Геологический факультет МГУ
им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
19.III.1987

УДК 551.241 (47—13)

ЧЕКУНОВ А. В.

**ПРИНЦИПЫ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

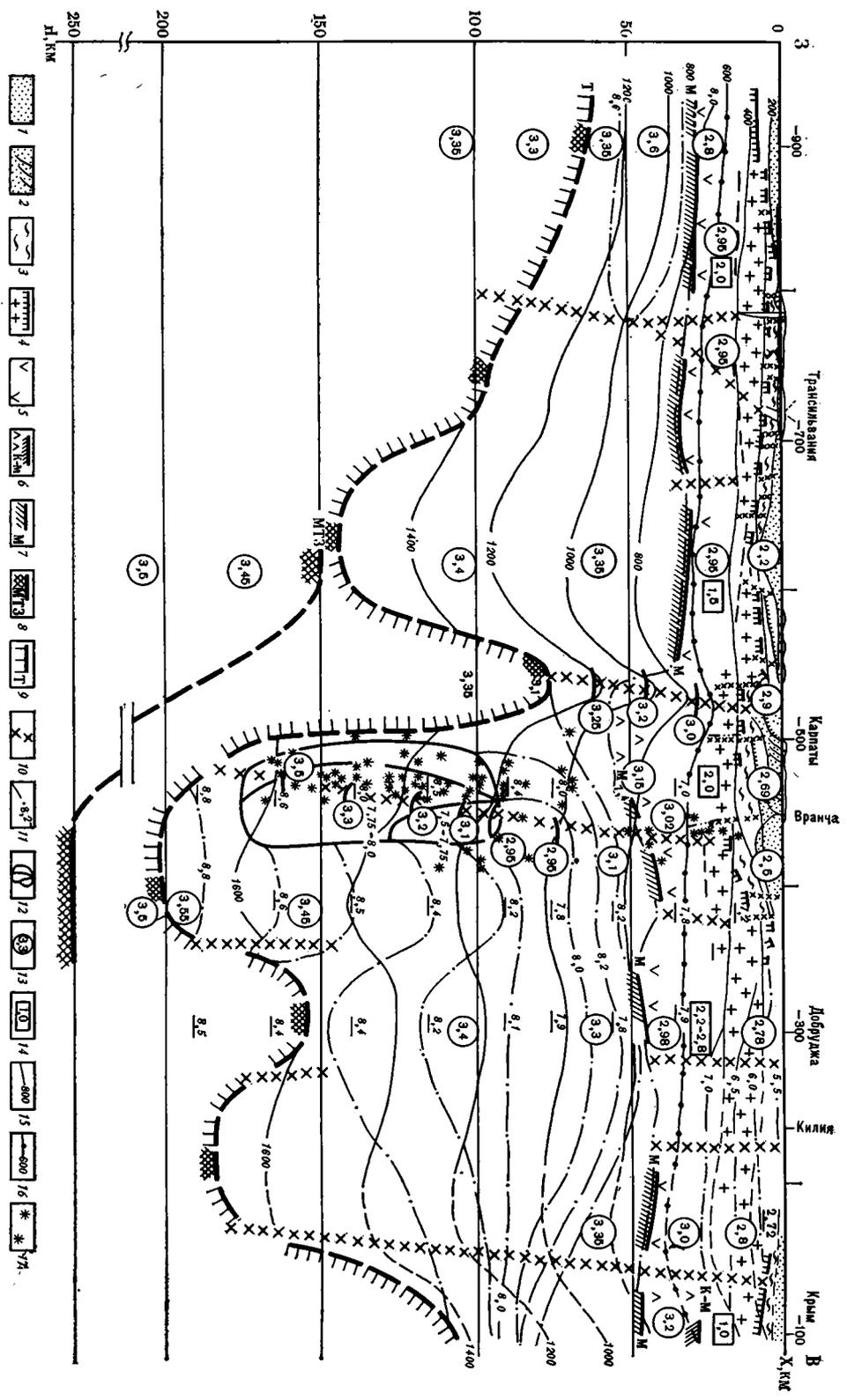
Неоднородности тектоносферы подразделены на статистические (реликтовые) и динамические (мобильные), резкие и рассредоточенные. Рассмотрены причины их образования и эволюция. Тектоносфера состоит из этажей или комплексов с различным характером и планом деформации. Выделено пять этажей, исследованы их структурные взаимоотношения и изменение деформационных свойств с глубиной. Дана классификация рифтовых структур, рассмотрен механизм их формирования. Отмечена определяющая тектоническая активность астеносферы, реализуемая через астенолиты. Рассмотрено их воздействие на литосферу. Со временем менялся стиль и характер тектогенеза. Причинами были: снижение теплового состояния и тектонической активности мантии; увеличение толщины земной коры и литосферы с изменением состава и свойств; усложнение строения тектоносферы; динамические перестройки в мантии. В целом тектоносфера представляет собой иерархически упорядоченную самоорганизующуюся систему, стремящуюся к энергетическому минимуму.

Интенсивное изучение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР продолжается уже более 25 лет. Началось оно в 1960 г. методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), созданным в СССР в 40—50-х годах Г. А. Гамбурцевым, И. П. Косминской, Ю. Н. Годиным и др. На основе полученных результатов в 1964 г. по инициативе советских исследователей в рамках Комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по проблеме «Планетарные геофизические исследования» (КАПГ) был создан проект международных геотраверсов, объединивший усилия геофизиков и геологов в изучении литосферы Центральной и Восточной Европы [23, 42]. С самого начала этот литосферный проект принял комплексный геолого-геофизический характер, его результаты нашли отражение в серии монографических изданий [13, 20—22, 31, 43, 47].

Комплексная геолого-геофизическая программа коровых «Глобальных геотрансектов», предложенная североамериканскими исследователями в 1985 г. на совещании Межсоюзной комиссии по литосфере в Токио [45, 46] и в 1986 г. в Сингапуре признанная важнейшей в Международной программе «Литосфера» (МПЛ), по замыслу и содержанию не является новой, а дублирует по существу проект литосферных геотраверсов, реализуемый в Советском Союзе и социалистических странах Европы уже более 20 лет. За это время благодаря удлинению сейсмических годографов, повышению разрешающих возможностей записи отраженных волн, применению магнитотеллурических зондирований и использованию данных геотермии глубина исследований на восточноевропейских геотраверсах значительно увеличилась и достигла 200—250 км, что позволило выйти за пределы земной коры вплоть до астеносферы, т. е. приступить к изучению всей тектоносферы в целом (рис. 1). Кроме того, на повестку дня встал вопрос о систематическом составлении уже не двумерных (разрезы), а объемных геолого-геофизических моделей.

Настоящее сообщение представляет собой попытку геологического истолкования полученных материалов применительно к югу европейской части СССР. Некоторые результаты несомненно выходят за рамки региональных и имеют общее принципиальное значение.

Важнейшей особенностью тектоносферы является неоднородность ее строения, состава и физического состояния [37]. По существу тектоносфера, представляющая собой область проявления и суперпозиции са-



мых различных по природе, масштабу, скорости действия физических и химических процессов, полностью состоит из создаваемых ими неоднородностей. Глубинные неоднородности определяют основные закономерности строения и динамики тектоносферы, сейсмичности, вулканизма, генерации и размещения полезных ископаемых.

В обнаженных районах, где кристаллический субстрат доступен непосредственному наблюдению, неоднородности коры видны невооруженным взглядом. Достаточно взглянуть на геологическую карту любого из таких районов, чтобы на уровне глубоких денудационных срезов увидеть очень сложную, преимущественно мозаичную структуру. Благодаря успехам глубинной геофизики сейчас получено много данных о распределении литосферных неоднородностей по вертикали и в трехмерном пространстве, т. е. в объемных моделях [13, 16, 20, 22, 26, 31, 41 и др.].

Анализ показывает, что все это множество неоднородностей не хаотично, а внутренне управляемо и в нем существует свой порядок, генетическая взаимосвязь и иерархическая соподчиненность (таблица). Неоднородности подразделяются прежде всего на статические, или реликтовые, и динамические, или мобильные. Первые отражают результат протекавших ранее процессов, фиксированный ныне в разрезе тектоносферы. Вторые обусловлены современной обстановкой, они характеризуют происходящий ныне процесс становления новых неоднородностей, который еще не имеет конечного результата. Этот процесс не только создает новые неоднородности, но и одновременно преобразует старые, которые, таким образом, не являются, строго говоря, статически неизменными. Более того, геологическая история показывает, что при достаточно длительном времени они обязательно видоизменяются и даже полностью исчезают в результате размыва, метаморфизма, субдукции и т. п.

И статические, и динамические неоднородности делятся в свою очередь на резкие и рассредоточенные, или, как иногда их называют, диффузные. Первые отражают дискретность создающих их процессов и предполагают четкие хорошо выраженные ограничения. Это тектонические пластины, слои, блоки, разломы, массивы, интрузии и др. Контуры вторых нечетки, расплывчаты, зачастую могут быть обозначены лишь приближенно. Это участки постепенных петрографических и литологических переходов одних пород в другие, зоны частичного плавления и повышенной проницаемости для различного рода флюидов и газов, области аномального изменения полей тектонических напряжений и физических свойств и т. п. Такая схематизация имеет, конечно, лишь общее приближение, так как не исчерпывает всего многообразия естественных объектов. Действительно, кровля и подошва слоев в реальных разрезах часто теряют выразительность, внутри слоев по латерали происходят фациальные замещения; четкость ограничения блоков зависит от ширины и выраженности разломов рамы, сами блоки почти всегда слоисты, а разломы зональны, внутри слоев наблюдаются постепенные градиенты изменения физических свойств; интрузивные массивы расслоены и т. д. Сложность строения неоднородностей отражает многообразие создающих их причин, а трудности диагностики — извечное неприятие природой навязываемых ей жестких прокрустовых классификационных схем.

Рис. 1. Пример восточноевропейского литосферного геотраверса (фрагмент геотраверса V Трансильвания — Вранча — Крым из работы [18] с упрощениями)
1 — осадочный слой мезозоя — кайнозоя, 2 — покровно-надвиговые структуры Карпат, 3 — молодой фундамент, 4 — «гранитный» комплекс, 5 — «базальтовый» комплекс, 6 — коромантийная «смесь», 7 — раздел М, 8, 9 — поверхность астеносферы (8 — по данным магнитотеллурических зондирований, 9 — по геотермическим данным); 10 — разломы, 11 — изолинии и значения скоростей распространения сейсмических волн, км/с, 12 — аномальное скоростное тело в мантии района Вранча по данным сейсмологии, 13 — значения плотности, г/см³, 14 — значения эффективной намагниченности, А/м; 15 — изотермы, °С, 16 — изотерма Кюри магнетита, 17 — очаги землетрясений



Причинами появления неоднородностей в общем виде могут быть отличия: а) в вещественном составе и физических свойствах различных структурно-петрографических комплексов («слоев») или других образований тектоносферы, развившихся исторически по вертикали (то, что ниже, — древнее) или в ходе последующих тектонических перемещений по латерали; б) в физических свойствах одинаковых по составу структурно-петрографических комплексов («слоев») или других образований тектоносферы, возникших в результате последующих термодинамических воздействий; в) в физических свойствах и составе различных зон тектоносферы вследствие процессов преобразования вещества, фазовых переходов, метаморфизма, магматизма, частичного плавления пород, разрядки сейсмических напряжений и т. п.; г) в физических свойствах и составе сильнотрещиноватых и других аномальных зон тектоносферы вследствие их возможной обводненности, насыщенности другими флюидами, рудными концентрациями и т. п. [19].

Очевидно, что все динамические преобразующие процессы (тектогенез, магматизм, метаморфизм, термодинамические воздействия и пр.) приводят к соответствующим изменениям в структуре и свойствах неоднородностей тектоносферы. Они сопровождаются расширением или сжатием материала, перераспределением напряжений, деформациями, сейсмoeлектрическими и прочими подобными эффектами и т. д., различными на разных глубинных уровнях. Эти различия столь значительны, что в одном и том же вертикальном срезе тектоносферы стиль и знак деформаций (сжатие или растяжение), происходящих одновременно, может неоднократно меняться [39].

Тектоносфера, таким образом, расслоена по вертикали [8—10, 19, 25, 37 и др.]. Расслоенность неодинакова в различных ее этажах и по площади. Наиболее крупными этажами являются литосфера и астеносфера. Литосфера в свою очередь подразделяется на земную кору и надастеносферную часть мантии. В земной коре выделяется осадочный слой, «гранитный» и «базальтовый» комплексы, в них — свои все более дробные составные элементы. Так образуется система иерархической соподчиненности от тектоносферы в целом до отдельных слойков и прослоев и от литопластин и мегаблоков до отдельных будин.

Соотношение иерархических уровней делимости («кусковатости», по М. А. Садовскому) тектоносферы в целом и любых ее слоев подчиняется

определенной закономерности и равно около 1:3. Любое геологическое тело при дроблении разделяется на части в этой же пропорции [11, 12].

Каждый из этажей, ярусов и т. д. характеризуется своими деформационными свойствами, по-разному реагирует на любые тектонические напряжения, трансформирует их. В верхах тектоносферы преобладают сколы, затем трещиноватость, переходящая в милонитизацию, и наконец пластическое течение. План деформаций в каждой достаточно крупной «полочке» такой тектонической «этажерки» может быть существенно индивидуальным, не обязательно таким, как у соседней сверху и снизу, но обязательно «унаследованным». В совокупности все это приводит к повсеместной структурной дисгармонии, срывам, проскальзываниям, латеральным перемещениям структурно-вещественных комплексов относительно друг друга [8—10, 25] и т. д. Речь, следовательно, идет о «разноэтажной» тектонике как общем принципе строения тектоносферы.

Изложенное иллюстрируется рис. 2, составленным по материалам глубинных геофизических исследований. Тектоносфера юга европейской части СССР подразделяется на пять комплексов: осадочный, верхняя (до «лунного» протофундамент [32]) и нижняя части консолидированной коры, надастеносферная часть верхней мантии и астеносфера. В верхней части консолидированной коры разломов больше, чем в нижней, но они положе и имеют меньшие вертикальные амплитуды [40]. В то же время внутренняя структура кристаллического субстрата очень сложна, в нем много довольно круто наклоненных сейсмических площадок. Ниже поверхности «лунного» протофундамента внутренняя структура коры упрощается, выполаживается, зато вертикальные амплитуды разломов на уровне раздела М значительно увеличиваются. Простирающиеся разрывы в разных этажах в соответствии с их общей структурой (см. рис. 2) неодинаковы: для фанерозоя характерны северо-западные и широтные направления, для позднего архея — раннего протерозоя — субмеридиональные, на уровне астеносферы — северо-восточные.

Наряду с автономными нарушениями внутри комплексов выделяются сквозные транслитосферные разломы, зарождающиеся, несомненно, в астеносфере и определяющие основную делимость тектоносферы по латерали. Эти разломы обуславливают большие перепады глубин до поверхности астеносферы, достигающие местами, например между Карпатами и Закарпатьем, 100 км и более (см. рис. 1). Такие значения не сравнимы с наблюдаемыми в более высоких горизонтах, причем они закономерно уменьшаются к земной поверхности. Эти простые соотношения еще раз с очевидностью подтверждают, что именно астеносфера генерирует основную тектоническую активность, которая, распространяясь вверх, все более релаксируется и трансформируется в латеральные напряжения и перемещения.

Важным результатом этого процесса являются рифты. На сравнительно небольшой площади юга европейской части СССР развиты рифтовые и рифтоподобные структуры всех возрастов и типов, включая при ретроспективной реконструкции близкие к океаническим. Все они довольно хорошо изучены, а под ними геофизическими методами исследовано глубинное строение земной коры и верхов мантии. Сгруппируем их (рис. 3) и, сравнивая друг с другом, попытаемся проследить ход процесса и эволюцию рифтинга во времени.

В догеологическую («лунную») стадию твердая оболочка Земли была, надо полагать, еще весьма однородна, слабо дифференцирована, разогрета и пластична. Лишь к концу этапа в обстановке интенсивной метеоритной бомбардировки вследствие сепарации субстрата образовалась первичная базальтоидная кора малой мощности [30], которой в современном разрезе Украинского щита, возможно, соответствует сейсмический горизонт K_2 [13, 32]. Под первичной корой на небольшой глубине наметилась еще нечеткая астеносфера. Условий для возникновения рифтинга, таким образом, еще не было.

В раннем архее началось формирование сиалической протокоры, образовался комплекс однообразных «серых» гнейсов тоналитового состава

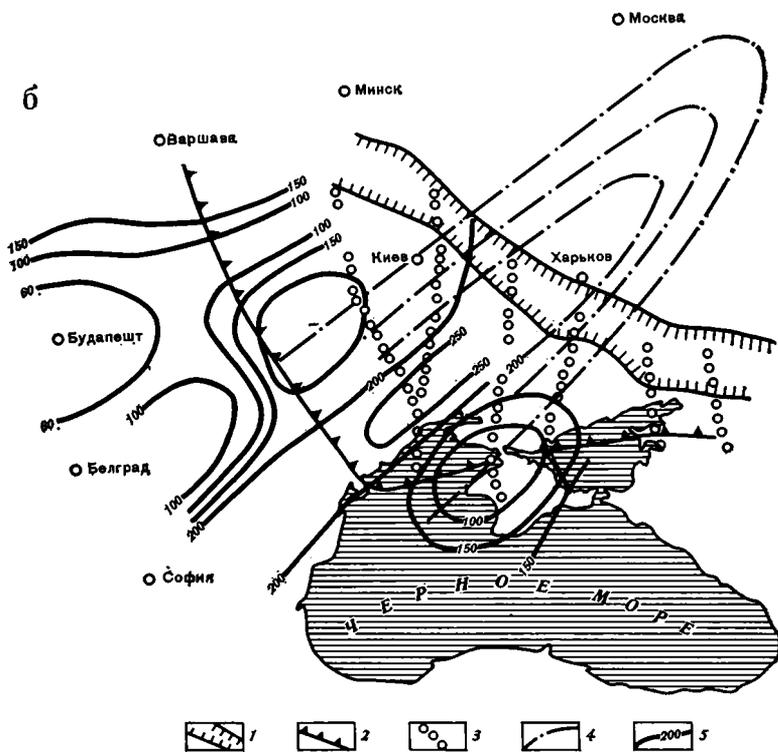
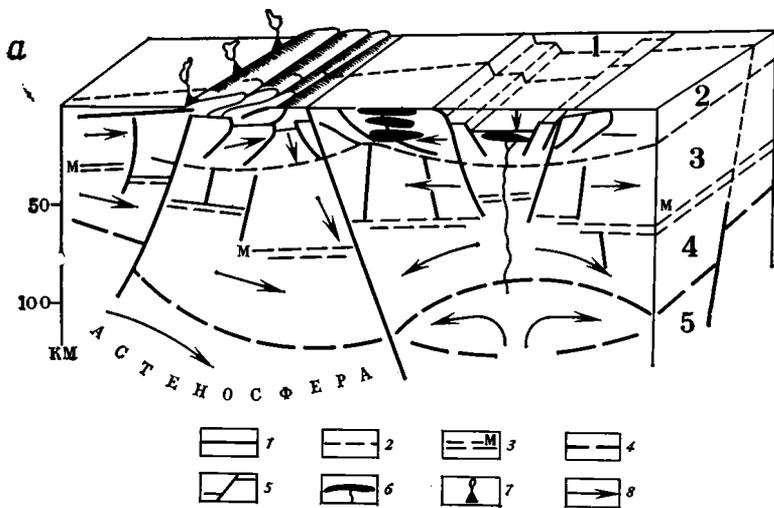


Рис. 2. Обобщенная модель тектоносферы юга европейской части СССР (а) и соотношение структурных планов на разных глубинных уровнях (б). Видны резкие структурные несоответствия

а. 1 — границы в верхней части земной коры, 2 — «лунный» протофундамент, 3 — раздел М, 4 — поверхность астеносферы, 5 — разломы, 6 — интрузии, 7 — плиоцен-четвертичные вулканы, 8 — направление движения материала. Цифры на рисунке — комплексы тектоносферы: 1 — осадочный, 2 — верхняя часть консолидированной коры (до «лунного» протофундамента), 3 — нижняя ее часть, 4 — наастеносферная часть верхней мантии, 5 — астеносфера

б. Структуры: 1 и 2 — по поверхности фундамента (1 — Днепровско-Донецкий палеорифт, 2 — граница Восточно-Европейской платформы), 3 — внутри фундамента (проторифты — протогеосинклинали раннего протерозоя), 4 — внутри мантии (поверхность сейсмического волновода [13, 41]), 5 — по поверхности астеносферы. Цифры на рисунке — изоглубины, км

ва. Прогретая кора характеризовалась повышенной проницаемостью для флюидов и магмы и подвергалась пластическим деформациям [30, 34].

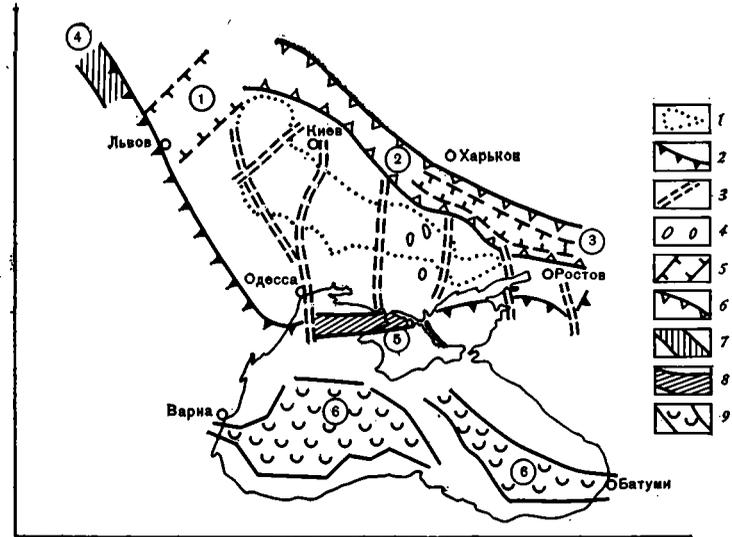
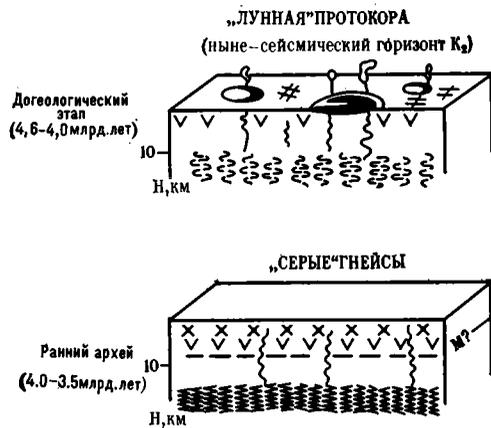
В архее, особенно позднем, в результате некоторого остывания и «склеротизации» коры создавалась обстановка, благоприятная для первоначально «рассеянного» рифтинга. Возникли структуры «гибридного» характера, несущие в себе элементы как рифтов, так и геосинклиналей последующих этапов развития. Это чарнокит-гранулитовые «зеленокаменные» пояса [5, 6, 30 и др.]. В отличие от проторифтов раннего протерозоя [6] их было предложено [34] называть проторифтоидами (т. е. рифтовидными, рифтоподобными), подчеркивая тем самым еще большую приближенность идентификации с рифтовыми структурами фанерозоя.

Проторифтоиды возникли в обстановке растяжения земной коры. Это, пожалуй, единственное, что их объединяет, в остальное эти структуры очень различны и их сосуществование под одним термином следует рассматривать как временное. Чарнокит-гранулитовые пояса сначала обозначались как зоны дисперсной рассредоточенной трещиноватости, повышенной проницаемости для основной и ультраосновной магмы, поступавшей из астеносферы. Кора при преимущественно базальтоидном составе и толщине не более 10 км была по сути близка коре современных океанов. В зонах наибольшего растяжения, как и в срединно-океанических рифтах, кора, очевидно, разрывалась, а мантийный материал и его производные устремлялись на поверхность или располагались вблизи нее. Кора испытывала общие, по-видимому, согласные с разделом М деформации, как это свойственно ей при толщине менее 10 км [36]. В последующем чарнокит-гранулитовые пояса подвергались сжатию, что привело к интенсивным дислокациям и поднятиям. На Украинском щите в последнее время по данным глубинной геофизики и геологии выделена и протрассирована целая серия чарнокит-гранулитовых поясов [3], наметивших первичное деление земной коры на основные крупные блоки.

Зеленокаменные структуры, такие, как Сурская, Верховцевская и др., в отличие от чарнокит-гранулитовых поясов невелики, узки, извилисты в очертаниях, выполнены сравнительно слабо метаморфизованными образованиями, эпизодичны в развитии и, хотя и подверглись на заключительной стадии сжатию, сохранили синклинальное строение. В глубоких этажах коры они совсем или почти не проявлены.

Проторифты (или протогоеосинклинали, поскольку разделить их на этом этапе трудно [6]) раннего протерозоя приспособились к чарнокит-гранулитовым поясам, расположившись над ними или в непосредственном соседстве. Их образованию предшествовала мощная гранитизация конца архея, сильно изменившая земную кору в сторону увеличения толщины, изменения состава и физических свойств. Выделение большого количества тепла значительно охладило литосферу и повысило ее хрупкость. Впервые на месте архейских зон рассеянной трещиноватости возникли ярко выраженные глубинные разломы, вдоль которых формировались преимущественно однооборные синклинозные структуры типа Криворожской. Итоговый орогенез привел к образованию первых «корней» гор, а еще одна тотальная гранитизация — к новому изменению состава физических свойств и увеличению мощности коры до 50 км и более [17].

С рифея началось формирование фанерозойских палеорифтов. На Украине известны два рифейских палеорифта: Волыно-Оршанский и Днепровско-Донецкий. Первый неглубок и резко асимметричен, расположен перпендикулярно краю Восточно-Европейской платформы, входит в нее в северо-восточном направлении и выполнен осадочно-вулканогенными образованиями рифея — венда. Кора под ними утонена, а толщина «базальтового» комплекса увеличена. Второй палеорифт выделен по геофизическим данным [15 и др.] в виде осевого провала в центре Днепровского палеозойского грабена. Его продолжением на северо-западе является, очевидно, Овручский синклиниорий, сложенный кварцитопесчаниками, пиррофиллитовыми сланцами и основными эффузивами протерозоя



ПРОТОРИФТОИДЫ

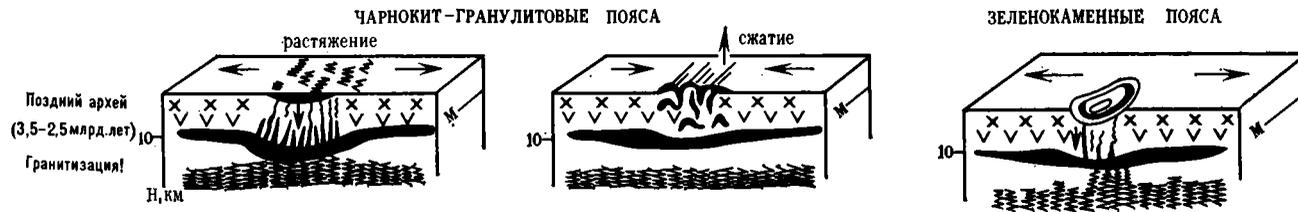
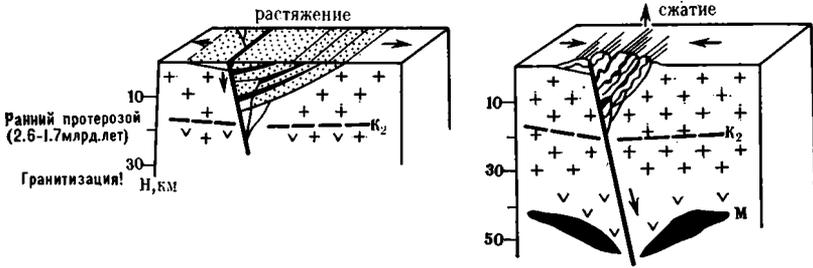


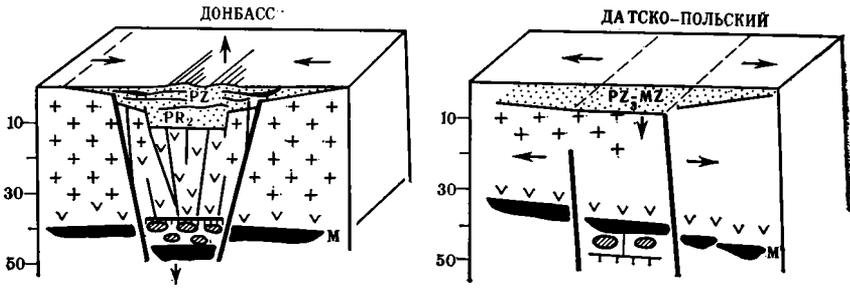
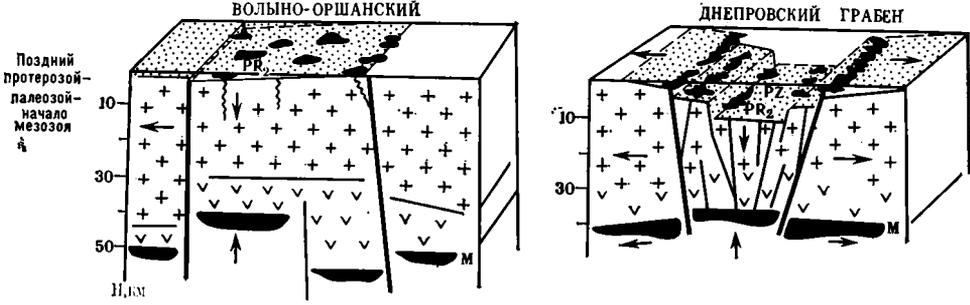
Рис. 3

Рис. 3. Классификация и эволюция рифтовых структур юга европейской части СССР: 1 — осадочный слой; 2 — молодой складчато-метаморфизованный фундамент; 3 — «гранитный» комплекс кристаллической коры; 4 — «серые» гнейсы раннего архея; 5 — «базальтовый» комплекс кристаллической коры; 6 — сейсмический горизонт K_2 (бывший «лунный» протофундамент); 7 — гранитизированный «лунный» протофундамент; 8 — коромантийная «смесь»; 9 — раздел М; 10 — бывший разлом М; 11 — зачаточная астеносфера; 12 — зрелая астеносфера; 13 — разломы; 14 — интрузии; 15 — вулканы; 16 — метеоритные кратеры; 17 — направление движения материала или процесса. На врезке: 1 — контур Украинского щита; 2 — граница Восточно-Европейской платформы; 3 — чарнокит-гранулитовые пояса позднего архея и проторифты — протогеосинклинали раннего протерозоя; 4 — зеленокаменные структуры позднего архея; 5 — рифейские палеорифты; 6 — палеозойский палеорифт; 7 — палеорифт палеозоя — начала мезозоя; 8 — раннемеловой рифт; 9 — палеоцен-эоценовые рифты. Цифры на врезке — палеорифты: 1 — Вольно-Оршанский; 2 — Днепровско-Донецкий; 3 — Донбасс — юго-восточная часть Днепровско-Донецкого палеорифта, испытывавшая складчатость и инверсию движений; 4 — Датско-Польского борозды, Рифты: 5 — Одесско-Сивашский, 6 — Черноморские

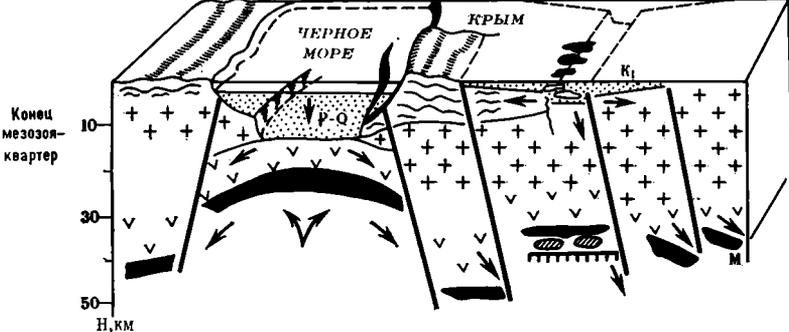
ПРОТОРИФТЫ- ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛИ



ПАЛЕОРИФТЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКИЙ



РИФТЫ ЧЕРНОМОРСКИЕ ОДЕССКО-СИВАШСКИЙ



- | | | | | |
|--|--|--|--|--|
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |

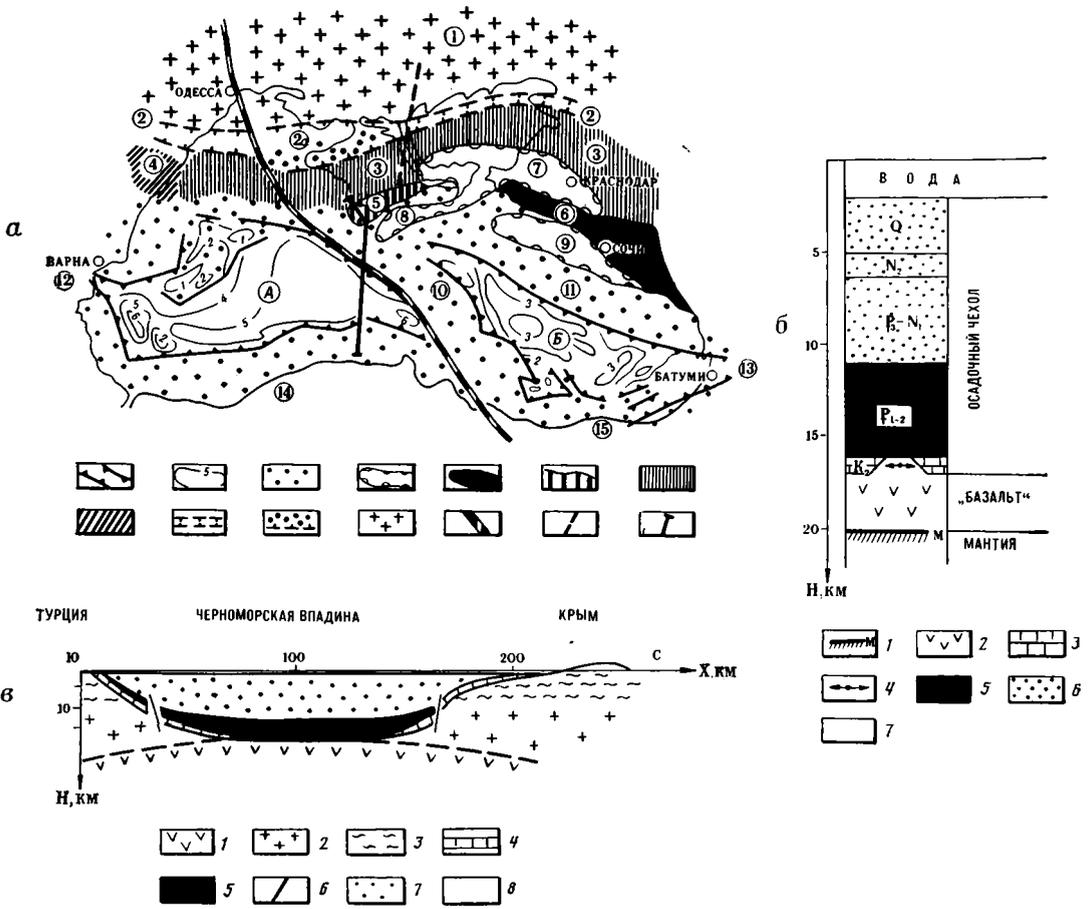


Рис. 4. Рифты Черного моря: а — их расположение (А — Западно-Черноморский, Б — Восточно-Черноморский), б — стратиграфическая колонка, в — поперечный разрез а. 1 — контуры рифтов — разломы, 2 — изопакиты палеоген-эоценовых отложений, км [24], 3 — «плечи» рифтов, 4 — олигоцен-раннемиоценовые прогибы, 5 — альпийский мегантиклинорий, 6 — альпийский ороген, 7 — молодая эпикиммерийская плита, 8 — выступ ее фундамента, 9 — шовный грабен, 10 — его рифтовая часть с раннемеловым вулканизмом, 11 — древняя дорифейская платформа, 12 — Одесско-Синопский (Трансчерноморский) разлом, 13 — Орехово-Павлоградский разлом, 14 — линия разреза на рис. 4, в

Цифры в кружках: 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Причерноморско-Кубанская впадина, 2а — Одесско-Сивашский рифтовый грабен, 3 — Скифская плита, 4 — поднятие Добруджи, 5 — Горный Крым, 6 — Большой Кавказ, 7 — Индоло-Кубанский прогиб, 8 — прогиб Сорокина, 9 — Туапсинский прогиб, 10 — вал Андрусова, 11 — вал Шатского, 12 — Нижнекамчийский грабен, 13 — Аджаро-Триалетский трог, 14 — Западные Понтиды, 15 — Восточные Понтиды

б. 1 — раздел М, 2 — «базальтовый» слой, 3 — дорифтовый эпиконтинентальный комплекс (верхний мел), 4 — возможное растаскивание верхнемеловых отложений вследствие растяжения основания, 5 — рифтовый комплекс (палеоцен — эоцен), 6 — послерифтовый молассово-орогенный комплекс (олигоцен — антропоген), 7 — водный слой в (положение разреза см. на рис. 4, а). 1 — «базальтовый» слой, 2 — «гранитный» слой, 3 — молодой складчато-метаморфизованный комплекс, 4 — дорифтовый эпиконтинентальный комплекс (палеоцен — эоцен), 5 — рифтовый комплекс (палеоцен — эоцен), 6 — разломы, ограничивающие рифт, 7 — послерифтовый молассово-орогенный комплекс (олигоцен — антропоген), 8 — водный слой

возрастом 1,3—1,5 млрд. лет. Под синклиналием, как и под грабеном, кора уменьшена в мощности, что, вероятно, является следствием начавшегося в то время растяжения, столь характерного для Днепровско-Донецкого палеорифта в герцинском этапе. Это растяжение в донецкой части структуры сменилось в конце палеозоя сжатием, сопровождавшимся «выворачиванием» раздела М с образованием небольшого утолщения коры — «корня» [31].

Две рифтовые структуры параллельны краю Восточно-Европейской платформы и прижаты к нему. На западе это палеорифт Датско-Польской борозды, развивавшийся в палеозое — начале мезозоя, на юге — Одесско-Сивашский (Одесско-Джанкойский, Каркинитский, Северо-Крымский) с весьма интенсивным основным вулканизмом и активностью в раннем мелу. Под обоими структурами кора утонена, а на контакте с мантией, как и под юго-восточной частью Днепровско-Донецкой впадины, обнаружена характерная для рифтов коромантийная «смесь» — неперенный атрибут районов активных трансформаций литосферы [33]. Под структурами древнее палеозойских «смеси» нет только в силу ее «отмирания» со временем.

Исходя из новых геофизических данных [24, 27], под глубоководной котловиной Черного моря можно оконтурить два рифтовых грабена (Западно- и Восточно-Черноморский), разделенных поперечным поднятием Андрусова (рис. 4). Первый прогиб соединяется на западе с Нижнекамчским прогибом Болгарии, второй — на востоке с Аджаро-Триалетской зоной Закавказья. По особенностям сейсмической записи в пределах моря отмечен переход карбонатной сейсмофации Черноморской впадины в вулканогенную сейсмофацию Аджаро-Триалетии [24, 27]. Тем самым подтверждается идея о существовании единой Черноморско-Аджаро-Триалетской рифтовой зоны, сформировавшейся преимущественно в раннем палеогене [1, 2 и др.].

В центре Западно- и Восточно-Черноморского прогибов мощности отложений палеоцена — эоцена меняются мало, образуя своеобразные «плато»; по краям же толщина отложений меняется очень быстро. Зоны максимальных градиентов можно рассматривать как отражение в осадочном слое разломов основания, конседиментационных нарушений, которые ограничивают рифтовые структуры (см. рис. 4). Представления о черноморских рифтах, неоднократно высказывавшиеся исходя из общегеологических концепций, региональных экстраполяций и магнитных аномалий [1, 2, 4, 28, 29 и др.], приобретают, таким образом, реальные контуры на основе конкретных фактических данных.

Размежевание Западно- и Восточно-Черноморского рифтовых прогибов в большой мере определяется влиянием Одесско-Синопского глубинного разлома [38 и др.], проходящего вдоль западного края вала Андрусова и продолжающегося в Турцию на соединение с Северо-Анатолийским сдвигом.

В свете новых данных существенно дополняются представления об истории формирования Черноморской впадины в кайнозое. Впадина возникла на коре континентального типа в мел-четвертичное время. Можно выделить три основные стадии: 1) дорифтовую эпиконтинентальную (поздний мел), 2) рифтовую (палеоцен — эоцен) и 3) послерифтовую молассово-орогенную (олигоцен — антропоген). Последняя стадия включает две подстадии: а) раннюю — дифференцированных опусканий (олигоцен — ранний миоцен) и б) позднюю — формирования единого прогиба (средний миоцен — антропоген).

В первую стадию протерозойско-палеозойский континентальный массив, существовавший на месте Черного моря и поставивший обломочный материал в прилегающие геосинклинальные прогибы, погрузился и был перекрыт неглубоким морем. В палеоцене — эоцене в теле погружившегося массива образовалась Нижнекамчйско-Черноморско-Аджаро-Триалетская зона рифтов, на западе которой накапливались терригенные осадки с прослоями карбонатов, на востоке — вулканогенные толщи преимущественно слабощелочных базальтоидов. В позднем эоце-

не рифтообразование прекратилось. В альпийских складчатых структурах начались орогенные движения, обусловившие компенсационное прогибание расширившейся Черноморской впадины с накоплением моласс. Прогибание было дифференцированным, так как на фоне общего опускания рядом с поднятиями Северо-Западного Кавказа и Горного Крыма образовались быстро погружавшиеся частные компенсационные прогибы — Сорокина, Индоло-Кубанский, Туапсинский. В среднем миоцене частные прогибы замкнулись, темп общего опускания возрос, впадина сильно расширилась, особенно в плиоцене — антропогене, и, наложившись на самые разные тектонические структуры обрамления, приняла в итоге современный вид с глубоководной котловиной в центре.

В целом пространственная ориентировка и тектоническая позиция рассмотренных рифтовых структур юга европейской части СССР со временем менялись. Изначальная субмеридиональная направленность, причины которой не ясны, сменилась в рифее диагональной, как параллельной, так и поперечной краю древней Восточно-Европейской платформы, подвергшейся дроблению. В дальнейшем рифты тяготели к нему или располагались вблизи, в пределах альпийского складчатого пояса и согласны с ним.

Со временем менялся и стиль рифтинга. Первоначально возникали зоны рассеянной трещиноватости и проницаемости, не имевшие четких контуров и индивидуального лица, затем вдоль крупных литосферных разломов образовывались преимущественно асимметричные однобортные синклинали, и лишь в фанерозое стали формироваться классические рифты с центральными грабенами и «плечами», перекрытые, как правило, пологими структурами типа синеклиз.

В целом причинами такой эволюции, «фоном» рифтинга, были: 1) общее снижение теплового состояния и тектонической активности мантии, лишь иногда прерывавшееся все ослабевавшими «всплесками» (гранитизации конца архея и раннего протерозоя, тектономагматические активизации фанерозоя); 2) общее увеличение, по мере истощения астеносферы, толщины земной коры и литосферы в целом, сопровождавшееся изменением их состава, упрочнением и уменьшением плотности; 3) усложнение строения тектоносферы, количества и характера развития в ней неоднородностей; 4) переориентировка напряжений, направления и изменение скорости перемещения материала в мантии.

Сжатие сменяло растяжение в рифтовых щелях далеко не всегда и не везде, и если происходило, то обычно не было полностью компенсирующим. Сумма растяжения, таким образом, превышает сумму сжатия, что может быть связано с общим расширением Земли.

Основными носителями тектонической активности были астенолиты, или мантийные диапиры, которые, зарождаясь в астеносфере, подымались затем вверх, растаскивая, раздвигая, заполняя литосферу и земную кору и образуя в них структуры растяжения, а по периферии — сжатия, и генерируя в верхней части тектоносферы производные «наведенные» ячейки движений второго и более высоких порядков. Астенолиты прошлого, подвижные в протерозое, палеозое или мезозое, но затем застывшие, опознаются сейчас в разрезе литосферы по характерным трансформным геофизическим аномалиям [7].

Ныне активные астенолиты Паннонии и Черного моря проявляются с очевидностью. Разогретая кора над ними редуцирована в мощности, раздроблена, проплавлена и сильно видоизменена, по периферии образовались складчато-орогенные структуры. Механизм действия Паннонского астенолита был рассмотрен в [31, 35 и др.]. «Работа» Черноморского астенолита представляется в следующем виде (рис. 5). Вертикальный подъем астеносферного материала, внедрившегося в континентальную литосферу, сопровождался выносом большого количества тепла, магмы и флюидов. Разделившись на расходящиеся субгоризонтальные ветви течения, астенолит подверг земную кору, вязкость которой вследствие прогрева снизилась, растяжению и растаскиванию. Латеральные перемещения материала в нижней части коры и верхах мантии, очевидно, реа-

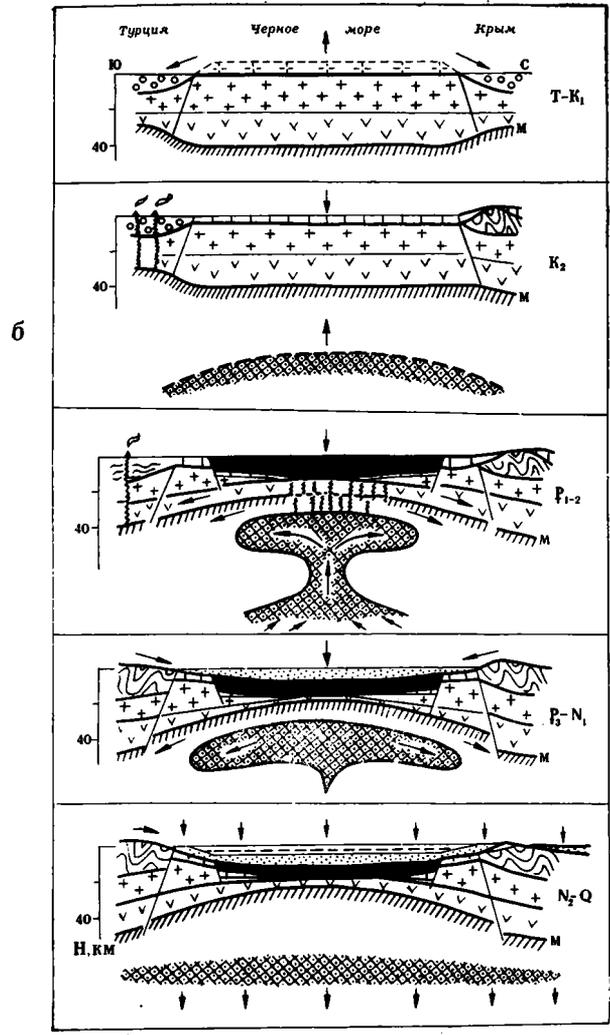
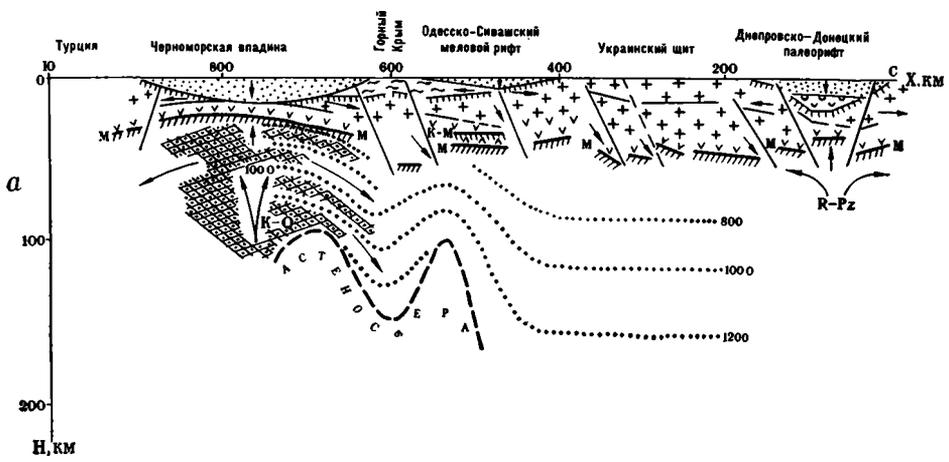
лизывались в существенной степени по многочисленным субгоризонтальным поверхностям скольжения и срыва, появлению которых могли благоприятствовать гидротермальные и метаморфические изменения пород [10 и др.]. В совокупности растяжение, основной магматизм, метаморфизм, метасоматоз и фазовые преобразования вещества резко изменили толщину, состав и физический облик земной коры. Ее мощность уменьшилась, «гранитный» слой был редуцирован и разорван, в осевой части структуры вследствие раздвига возник рифт, в «зияние» коры под ним, вероятно, внедрили производные мантии, образовав «базальтовый» слой новой генерации [2 и др.]. Утонение и уплотнение коры привели к прогрессирувавшему вертикальному опусканию ее поверхности и прогибанию Черноморской впадины. Развитие процесса растяжения наряду с углублением увеличивало размеры впадины, а нижние горизонты осадочного выполнения, возможно, также подверглись растаскиванию. Остывание и уплотнение астенولينзы, образовавшейся в результате горизонтального растекания астенолита, вызвало ее вертикальное проседание, обозначившее современный контур впадины.

Из рис. 5 видно, что влияние Черноморского и Паннонского астенолитов на глубине охватывает большую территорию, значительно превышающую область их видимых на поверхности контуров. Черноморский астенолит в мелу — крайнее воздействие не только на соседнюю Скифскую плиту, но и на расположенную за ней севернее древнюю Восточно-Европейскую платформу вплоть до широты Запорожья — Днепропетровска. Вполне возможно, что Паннонский астенолит в своей периферической части генерировал своеобразные апофизы — мощные силлоподобные инъекции астеносферного материала в литосферу с амплитудой латерального внедрения более 400 км. Такой силл намечается на глубине 60—100 км восточнее сейсмоактивного района Вранча, с которым он непосредственно связан [35].

Основанием для его выделения является следующее. Установлено, что тектоносфера в районе Вранча сильно «возмущена» (см. рис. 1): в зоне мантийных очагов распределение скоростей распространения упругих волн и плотностей очень прихотливое, при этом значения параметров заметно меньше, чем западнее и восточнее. Согласно гравиметрическим расчетам, породы в зоне Вранча разуплотнены. Субвертикальная «возмущенная» зона прослежена до глубины 125 км. К востоку от зоны Вранча обнаружен субгоризонтальный слой пониженной скорости и плотности, прослеженный вплоть до Крыма. В целом аномальная «возмущенная» зона и этот слой образуют единое «тело» с уменьшенными скоростью и плотностью, соединяющиеся с астеносферой на участке глубинного мантийного разлома под Вранчей.

Поскольку «тело» обладает меньшей плотностью, чем более глубокие горизонты литосферы и астеносферы, его физически нельзя погрузить, «затолкать» в них, или субдуцировать по рецептам тектоники плит. Логичнее думать, что «тело» не «уходит» в мантию, а в силу меньшей плотности «выходит» из нее. Такая интерпретация подкрепляется тем, что наибольшее количество очагов сильных землетрясений и максимум генерации сейсмической энергии в зоне Вранча приурочены к нижней части литосферы (100—200 км), расположенной непосредственно над астеносферой. Это указывает на то, что именно там происходят основные подвижки и, по-видимому, выделение материала, устремляющегося затем вверх. Можно предположить, учитывая значения параметров скорости и плотности, что аномальное «тело», имеющее «корни» под Вранчей, образовано дериватами мантийного вещества, преимущественно базальтоидами.

Обстановка сжатия в зоне Карпат и Предкарпатского прогиба не позволила глубинному расплавленному материалу проникнуть вверх, поэтому эти структуры амагматичны. В то же время расплав использовал латеральную ослабленную зону на глубинах 60—100 км, возникшую в литосфере восточнее Вранчи (слой пониженной скорости и плотности). Причиной образования этой зоны является, очевидно, опускание круп-



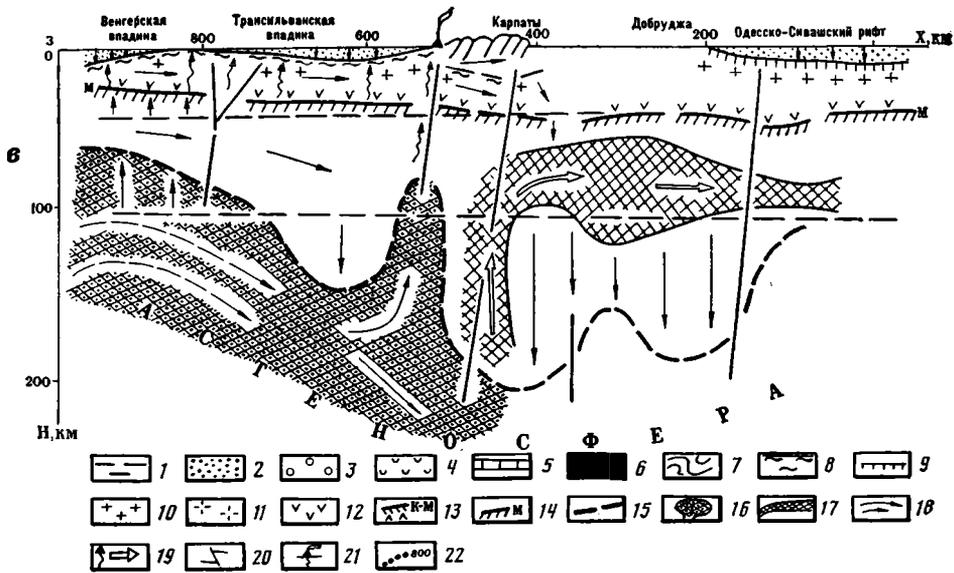


Рис. 5. Астенолиты: а — Черноморский, б — его эволюция; в — Паннонский (геологическая интерпретация разреза рис. 1)

1 — водный слой, 2 — осадочный слой, 3 — крупнообломочный материал, 4 — рифейские отложения, 5 — карбонатный верхний мел, 6 — терригенно-вулканогенный палеоцен — эоцен, 7 — складчатые и покровно-надвиговые комплексы, 8 — молодой складчато-метаморфизованный фундамент, 9 — поверхность консолидированной коры, 10 — «гранитный» слой, 11 — уничтоженная денудацией часть «гранитного» слоя, 12 — «базальтовый» слой, 13 — коромантийная «смесь», 14 — раздел М, 15 — поверхность астеносферы, 16 — астенолит (мантийный диапир), 17 — вероятный глубинный силл, 18 — перемещение материала в тектоносфере, 19 — внедрение магмы в литосферу, 20 — разломы, 21 — вулканы и их подводящие каналы, 22 — изотермы, °С

ного блока в низах литосферы под влиянием нисходящей ветви конвекционного потока, периферической по отношению к основному астенолиту Паннонии. Показательно, что слой пониженной скорости и плотности развит именно там, где поверхность астеносферы опущена, при этом мощность слоя примерно равна величине погружения последней (см. рис. 5, в). Заполнив ослабленную зону, магматический материал астеносферной генерации образовал обширный глубинный силл.

Астенолитов, подобных рассмотренным, в альпийском поясе Средиземноморья много. С конца олигоцена — начала миоцена они обусловили формирование целой серии глубоководных впадин с субокеанической корой (Альборанская, Алжиро-Прованская, Балеарские, Лигурийская, Тирренская, Ионическая, Черноморская, Южно-Каспийская и др.). Хотя в Паннонской (Венгерской) впадине нет глубокого моря и сохранился «гранитный» слой, она по своей природе также должна быть отнесена к этому типу структур, Черноморский и Паннонский астенолиты вместе сформировали в кайнозое от Вены до Батуми и восточнее протяженную и ярко выраженную полосу растяжения литосферы с утоненной корой [14 и др.]. В совокупности с названными выше субокеаническими впадинами Средиземноморья, что составляет примерно половину площади Альпийского складчатого пояса, это позволяет скорее говорить о его деструкции, раскрытии или по меньшей мере о большой роли этих процессов в указанное время, чем об образовании в «...тисках мощного сжатия, происходившего между Африкой и Европой с раннего мезозоя» [44, с. 3146].

Особенности формирования астенолитов позволяют коснуться вопроса о соотношениях вертикальных и горизонтальных тектонических движений. В местах проявления астенолитов первопричиной растяжения и латерального перемещения материала литосферы являются именно вертикальные движения, генерируемые астеносферой. Вертикальные и горизонтальные движения, таким образом, закономерно сосуществуют,

взаимозависимы и неотделимы друг от друга, так как проявление любого из них неизбежно порождает появление другого. Взаимные трансформации происходят неоднократно, особенно между разными этажами тектоносферы, что зачастую делает беспредметными споры о примате тех или иных движений в конкретных частных ситуациях. Черноморская и Венгерская впадины дают нам наглядный пример подобных трансформаций: вертикальный подъем вещества в мантии обуславливает горизонтальные перемещения в земной коре, которые в свою очередь приводят к вертикальным опусканиям поверхности с мощным осадконакоплением. В свете изложенного представляется, что искать однозначный ответ на вопрос, какие движения — только вертикальные или только горизонтальные — создали Черноморскую, Венгерскую и подобные им впадины, просто несостоятельно. Частные же решения для каждого отдельного этапа тектоносферы будут зависеть от того, куда мы поместим «точку отсчета».

Рассмотрение тектоносферы и ее неоднородностей в эволюционном аспекте показывает, что она в целом является самоорганизующейся системой. Любые возмущения релаксируются со стремлением к энергетическому минимуму, хорошим примером чему являются изостатические движения.

Закономерности строения и эволюции тектоносферы как первопричина образования и размещения большинства полезных ископаемых должны быть подвергнуты специальному анализу на предмет поиска коррелятивных, а затем и генетических взаимосвязей, ведущих к прогнозным следствиям.

Литература

1. Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С. и др. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря//Геотектоника. 1974. № 1. С. 78—94.
2. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с.
3. Крутиховская З. А., Чекунов А. В., Галицкий Л. С. и др. Древние рифтоподобные структуры Украинского щита и их металлогенетическое значение//Геофиз. журн. 1986. № 2. С. 3—17.
4. Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 216 с.
5. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
6. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
7. Оровецкий Ю. П. Транскоровые акустические аномалии в структуре Украинского щита//Геофиз. журн. 1981. № 2. С. 100—107.
8. Пейве А. В. Геология раздела Мохоровичича//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7—13.
9. Пейве А. В., Трифонов В. Г., Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы//Природа. 1981. № 8. С. 2—9.
10. Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. 275 с.
11. Садовский М. А. Иерархия структур от пылинок до планет//Земля и Вселенная. 1984. № 6. С. 4—9.
12. Садовский М. А., Писаренко В. Ф., Родионов В. Н. От сейсмологии к геомеханике. О модели геофизической среды//Вестн. АН СССР. 1983. № 1. С. 82—94.
13. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
14. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение и возраст основания земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы//Геотектоника. 1980. № 1. С. 17—29.
15. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Литосфера Юго-Восточной Европы по данным геофизики//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 3—12.
16. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Принципиальные черты строения литосферы Украины//Геофиз. журн. 1985. № 6. С. 43—54.
17. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павловский В. И. Геолого-геофизическая реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юга европейской части СССР//Геол. журн. 1975. № 2. С. 15—22.
18. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И. и др. Строение литосферы вдоль геотраверса У на основании комплексных геолого-геофизических данных//Геофиз. журн. 1985. № 4. С. 3—19.
19. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Шукин Ю. К. Глубинные неоднородности верхней мантии и их влияние на структуру и динамику земной коры//МГК. 27 тес. Докл. сов. геологов. Т. 7. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 185—192.
20. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
21. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев: Наук. думка, 1971. 286 с.

22. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев. Наук. думка, 1980. 206 с.
23. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Славин В. И., Чекунов А. В.* Об изучении строения глубинных зон земной коры в Карпато-Балканском регионе//Материалы VI съезда Карпато-Балканской геол. ассоциации. Киев: Наук. думка, 1965. С. 86—97.
24. Тектоника мезозойско-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
25. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 113 с.
26. Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев: Наук. думка, 1980. 204 с.
27. *Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др.* Геологическое строение Черноморской впадины//Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 2. С. 440—444.
28. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
29. *Хаин В. Е., Левин Л. Э.* Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой//Вестн. МГУ. Геология. 1978. № 6. С. 3—18.
30. *Хаин В. Е., Михайлов А. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
31. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
32. *Чекунов А. В.* Земная кора Украинского щита и некоторые важные вопросы становления фундамента древних платформ//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1976. № 10. С. 893—896.
33. *Чекунов А. В.* Эволюционные изменения раздела кора — мантия//Геофиз. журн. 1980. № 6. С. 18—25.
34. *Чекунов А. В.* Тектоносфера Украины в протогее//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 4. С. 35—40.
35. *Чекунов А. В.* Сейсмоактивный район Вранча — тектонический аспект//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 5. С. 23—27.
36. *Чекунов А. В.* Структурные особенности консолидированной земной коры как функция ее мощности//Докл. АН УССР. Серия Б. 1986. № 6. С. 21—23.
37. *Чекунов А. В.* Неоднородности тектоносферы//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 8. С. 25—29.
38. *Чекунов А. В., Гаркаленко И. А.* Одесский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в Черном море//Геофиз. сб. АН УССР. Вып. 31. Киев: Наук. думка, 1969. С. 25—41.
39. *Чекунов А. В., Кучма В. Г.* Реконструкция зон сжатия и растяжения в земной коре Украины по структурным особенностям разломов//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1978. № 9. С. 799—801.
40. *Чекунов А. В., Кучма В. Г.* Глубинная структура разломов//Геотектоника. 1979. № 5. С. 24—37.
41. *Чекунов А. В., Соллогуб В. Б.* Стратегия геофизических исследований литосферы на Украине//Геофиз. журн. 1985. № 6. С. 22—42.
42. *Chekinov A. V., Cirič B. M., Prosen D. I. et al.* Investigation of the Constitution of Deep Zones of the Earth's Crust in the Carpatho-Balkan and Surrounding Areas//Bull. Inst. Geol. and Geophys. Res. Ser. C. 1963/64. № 4/5. P. 5—12.
43. The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Explosion Seismology. Budapest: Műszaki könyvkiadó, 1972. 172 p.
44. *Dewey I. F., Potman III. W. C., Ryan W. B. F., Bonnin I.* Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System//Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. № 10. P. 3137—3180.
45. Global Transects — A new ICL Program//Episodes. 1986. V. 9. № 1. P. 27.
46. International Lithosphere Program. Report № 6, Newsletter 1985. Secretariat of the Inter-Union Commission on the Lithosphere. Utrecht, Netherlands, 1985. P. 1—2.
47. Die Struktur der Erdkruste Mittel und Südostenropas nach Angaben der Tiefenseismik//Geodät und Geophys. Veröff. 1972. R. III. H. 27. 185 S.

Институт геофизики АН УССР,
Киев

Поступила в редакцию
13.III.1987

УДК 551.243/551.4

ЧЕРНОМОРСКИЙ М. А.

К ВОПРОСУ О СООТНОШЕНИИ МИГМАТИЗАЦИИ И ДЕФОРМАЦИИ

В статье показывается зависимость морфологии мигматитов от их структурного положения и текстуры субстрата. Обосновывается необходимость выяснения генезиса мигматитов для достоверного суждения о соотношениях их с деформациями. Делается заключение о метасоматической природе профиробластических и послонных калиевых мигматитов из ядерных частей куполовидных структур Северного Приладожья.

К настоящему времени о мигматитах накоплена довольно большая литература как теоретического, так описательного и методического характера. Однако при этом генетической диагностике мигматитов до сих пор еще не уделяется достаточного внимания.

Как известно, в основу генетического разделения мигматитов на артериты и вениты был положен критерий дальности переноса вещества метатекта, при этом были сформулированы структурно-петрографические признаки разнородных мигматитов, однако не отличающиеся достаточной полнотой [6, с. 210; 7, с. 169; 8, с. 368; 13, с. 393; 14, с. 301, и др.]. В дальнейшем В. А. Бабошин [1] подробно рассмотрел в историческом аспекте формирование диагностической терминологии для мигматитов с попыткой систематизации их признаков, а затем предложил довольно простой расчетный способ определения артеритов и венитов в полевых условиях с помощью диаграмм [2]. Можно надеяться, что этот метод получит признание геологов-съемщиков.

Следует со всей определенностью подчеркнуть важность генетического разделения мигматитов, что в большинстве случаев не делается в описательной литературе. В связи с этим интересно остановиться на структурных критериях, которые, надо сказать, пока используются довольно односторонне. В очень многих работах, посвященных структурному анализу древних толщ, говорится об изгибании мигматитовой полосчатости в замках складок определенной генерации как о возрастном критерии мигматитов без указания или даже без намека на их генезис. Не вызывает сомнений, что в таких случаях критерий соотношения мигматизации и деформации, указывающий на более ранний возраст первой, действует главным образом в случае инъекционного происхождения лейкосомы мигматитов и принадлежности их к группе соответствующих (инъекционных) артеритов, хотя при этом не исключается и метасоматическая их природа. Однако в последнем случае метатект может быть и более поздним по отношению к складчатости (как это будет показано ниже), что потребует специального подтверждения.

Интересная и четкая систематизация признаков возраста мигматитов по отношению к деформации приводится А. Н. Казаковым [4, с. 204]. Мигматитовые прожилки при этом подразделены на три группы: а) доскладчатые, подвергнутые изгибанию в замках складок; б) синскладчатые, ориентированные вдоль осевых плоскостей последних, и в) постскладчатые, резко пересекающие складчатую структуру.

Из приведенного выше краткого описания вполне видно, что оно также адресуется мигматитам инъекционно-артеритового типа. При этом разумеется, что метасоматические артериты и вениты, широко распространенные в мигматитовых комплексах, не подпадают под действие вышеуказанных признаков, поэтому отсутствие внимания к генезису мигматитов в ходе структурных исследований и съемочных работ вооб-

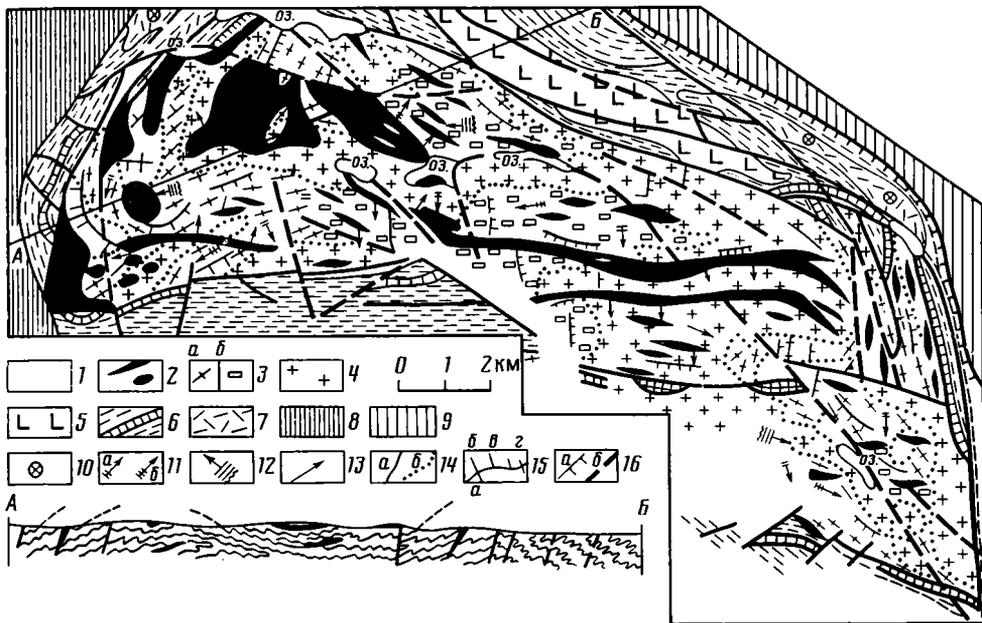


Рис. 1. Геолого-структурная схема Кирьяволахтинской блок-антиклинали в Сортавальской группе поднятий. Составили М. А. Черноморский, И. А. Саминина, В. Ю. Лелис (с учетом материалов ВСЕГЕИ и ПГО «Севазгеология»)

Комплекс ядра: 1 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы основного — кислого ряда (реликтовые участки негранитизированного субстрата); 2 — ортоамфиболиты второй генерации (пластовые тела и дайки); 3 — зоны умеренной и средней степени калиевой гранитизации: а — розово-серые гранитогнейсы и послонные мигматиты, б — порфиробластические мигматиты, 4 — плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые массивные, реже гнейсовидные автохтонные граниты (зоны высшей степени гранитизации). Комплекс обрамления: 5—8 — сортавальская серия: 5 — метадиабазы, амфиболиты (вторая свита); 6 — биотитовые, углистые сланцы, амфиболиты, карбонатные породы (третья свита); 7 — эффузивы и туфы смешанного, преимущественно кислого состава (четвертая свита); 8 — нерасчлененные отложения; 9 — ладожская серия — кристаллические сланцы; 10 — жерловые фации. Линейно-плоскостные элементы: 11 — шарниры мелких складок второй (а) и третьей (б) генерации; 12 — зеркало складок третьей генерации; 13 — линейность по амфиболу; 14 — границы стратиграфические (а) и зон гранитизации (б); 15 — залегание плоскостных элементов пород — горизонтальное (а), наклонное (б), крутое (в) и вертикальное (г); 16 — разломы, надвиги: достоверные (а) и предполагаемые (б)

ще может привести к большим ошибкам при определении возрастных соотношений мигматизации (гранитизации) и деформации.

Наблюдения над природой мигматитов и соотношениями их со складчатыми структурами были проведены автором в Северном Приладожье, в пределах Кирьяволахтинской и отчасти Йокирантской куполовидных структур [12]. Кирьяволахтинская блоково-купольная форма, точнее блок-антиклиналь, геологами ИГГД АН СССР включается в Сортавальскую (западную) группу поднятий Северного Приладожья, окаймленную кристаллическими породами сортавальской и ладожской серий нижнего протерозоя [9, и др.]. По своим размерам описываемая структура (рис. 1) является одной из крупнейших (20×8 км) в Северном Приладожье и сопоставима с Коккасельской структурой, характеризующей Питкярантскую (восточную) группу поднятий [12].

В строении ядерной части Кирьяволахтинской структуры, обрамление которой составляют кристаллические толщи сортавальской и ладожской серий, большую роль играют в различной мере гранитизированные образования. Здесь выделяются «массивы» (зоны) калиевых аляскитоидных автохтонных гранитов и зоны гранитизированных биотитовых гнейсов («гранитогнейсов», «мигматитогнейсов»), развитых по породам разнородного осадочно-вулканогенного субстрата (ялонварская серия). В составе последнего значительное место занимают, по-ви-

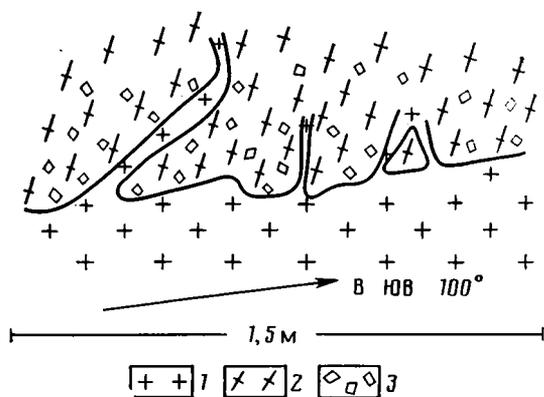


Рис. 2

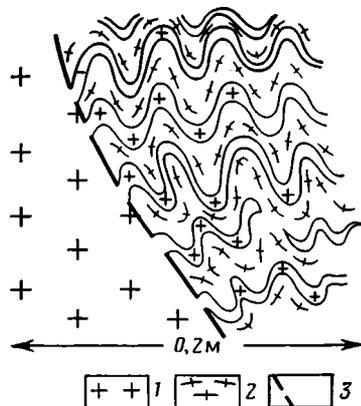


Рис. 3

Рис. 2. Соотношения жилы розового пегматоидного гранита и мигматизированного гнейса. В экзоконтакте — многочисленные апофизы гранита и обильные крупные порфиробласты микроклина до 2—3 см в поперечнике
1 — гранит; 2 — гранитогнейс; 3 — порфиробласты микроклина

Рис. 3. Послойные мигматитовые прожилки в гранитизированном гнейсе, связанные с жилой розового микроклинового пегматоидного гранита
1 — гранит; 2 — гранитогнейс; 3 — контакт гранита с гранитогнейсом

димому, вулканиты (металпорфириты) смешанного состава, менее затронутые гранитизацией в западном и восточном флангах ядра структуры.

Структура ядра Кирьяволахтинской блок-антиклинали была в основном сформирована в три этапа деформации, что согласуется с имеющимися данными о проявлениях многофазной складчатости в Северном Приладожье [4, 9, 11]. Движения четвертого этапа существенно не проявились, однако и дислокации первых трех этапов не достигли достаточной полноты выражения и не привели к росту складок, которые можно было бы картировать¹. В течение четвертого этапа в основном образовались трещинные дислокации, которые были залечены дайками диабазов, разного состава порфиритов и пегматоидных микроклиновых гранитов, резко пересекающих в субмеридиональном направлении все породы ядра Кирьяволахтинской структуры, т. е. они здесь являются наиболее молодыми образованиями.

Особенно следует обратить внимание на розовые пегматоидные граниты дайкового комплекса, поскольку именно с ними, по нашим наблюдениям, связана молодая калиевая мигматизация, проявляющаяся морфологически по-разному в различной текстурно-структурной обстановке (см. рис. 1).

Дайки розовых пегматоидных гранитов, по мощности обычно не превышающие 2—3 м, служат источниками гранитизирующих компонентов, проникающих во вмещающую толщу более или менее рассланцованных металпорфиритов. В зависимости от степени рассланцевания субстрата образуются порфиробластические (рис. 2), или «послойные», ленточные (рис. 3) мигматиты. Первые обычно формируются в более стабильной обстановке, в центральной части ядра Кирьяволахтинской блок-антиклинали (см. рис. 1), где породы в отличие от ее периферии слабее затронуты движениями третьего этапа деформации и более массивны. То же самое можно наблюдать и в ядре Иокирантской структуры [12, рис. 141, а также с. 107].

В ряде случаев постепенное увеличение количества, сгущение порфиробластов микроклина, достигающих иногда в поперечнике 2,0—2,5 см, обуславливает возникновение пестрых «гибридных» (негомогенизированных) порфиробластических гранитов, а в дальнейшем — одно-

¹ Структурная характеристика Кирьяволахтинского поднятия выходит за рамки статьи и была ранее приведена в литературе [12].

образных розовых аляскитоидных автохтонных плагиоклаз-микроклиновых гранитов со скиалитами субстрата и теньевыми структурами. Сходный характер перехода от мигматитов к гомогенизированным калиевым гранитам описан Б. А. Блюманом [3, с. 61] на примере нагорья Сангилен в Юго-Восточной Туве. Надо сказать, что некоторые порфиробластические мигматиты с ярко-розовым микроклином и зеленоватосерым (амфиболитизированным и хлоритизированным) субстратом имеют почти декоративный облик и могут применяться в качестве облицовочного и поделочного камня. Наиболее характерные их разновидности встречаются, как было сказано, в центре ядра Кирьяволахтинской структуры, непосредственно к северу от «Дома композитора».

Рассмотренный морфологический тип мигматита имеет явное метасоматическое и посттектоническое происхождение, т. е. образуется по завершении складкообразовательных этапов, будучи связанным, как указывалось, с дайками пегматоидного гранита, пересекающими все имеющиеся пликатиновые структуры. Сложнее, в известной мере, обстоит дело с ленточными мигматитами.

Мигматиты ленточного типа, или «послойные», полосчатые, развиты в краевых частях ядра Кирьяволахтинской блок-антиклинали. Определение «послойные» здесь употребляется условно, так как распределение метатекта контролируется сланцеватостью, которая лишь более или менее (в зависимости от положения в системе складок) совпадает со слоистостью.

Рассматриваемые мигматиты по их внешнему облику предпочтительнее всего было бы считать инъекционными. Вероятно, что упоминания в литературе об изгибании мигматитовой полосчатости в замках складок как раз и относятся к образованиям такого типа. Однако при этом необходимо учитывать, что к послойным чаще относятся мигматиты типа венитов с перемещенным или во всяком случае слабо перемещенным веществом метатекта и характеризующиеся заметной степенью гранитизации палеосомы [7, с. 169]. С ними часто соседствуют теньевые мигматиты (все эти особенности, как будет показано ниже, вполне присущи ленточным мигматитам описываемого района Северного Приладжья). Н. Г. Судовиков [8, с. 347], полемизируя с другими авторами, вообще отрицает принадлежность послойных мигматитов к инъекционному типу по ряду соображений, среди которых не последнее место занимает и невозможность объяснения механизмом инъекции формирования обширных мигматитовых полей и правильное, почти ритмичное чередование полосок субстрата и метатекта. По всей вероятности, трудно объяснимо в плане того же механизма и послойное внедрение метатекта в уже сформированную структуру субстрата. В литературе эта сторона вопроса освещена чрезвычайно слабо. Н. Г. Судовиков [7] полагает, что внедрение гранитоидного материала может реализоваться только при сильном давлении со стороны очага инъекции, однако опять же труднообъяснимым остается одновременное воздействие давления на субстрат и расширение последнего перпендикулярно сланцеватости. Отметим, что здесь, по-видимому, возможны различные варианты в зависимости от расположения плоскостей сланцеватости (или наслоения) относительно источника давления.

На рис. 3 изображена жила розового пегматоидного плагиоклаз-микроклинового гранита мощностью до 3 м, как бы (на первый взгляд) секущая дислоцированную мигматитовую толщу (зарисовано в западном фланге ядра Кирьяволахтинской структуры). Розовые мигматитовые прожилки существенно микроклинового состава характеризуются мощностью до 1,5 мм и собраны в мелкие складки с северо-восточным простиранием осей. Прожилки имеют вполне определенную пространственную связь с указанной выше жилой пегматоидного гранита, которая в данном случае, по-видимому, является непосредственным источником привноса во вмещающую породу гранитизирующих компонентов. Если взять рассматриваемый мигматит вне связи с жилой, то он вполне может быть принят за инъекционный артерит.

Ситуация, изображенная на рис. 3, свидетельствует о том, что механизм формирования лейкосомы и соответственно генетический тип мигматита может интерпретироваться двояко, так же как и возрастные соотношения последнего со складчатой структурой.

1. Мигматит — инъекционный артерит: доскладчатый и послескладчатый. 2. Мигматит — метасоматический артерит: доскладчатый и послескладчатый.

Рассмотрим эти варианты (наиболее вероятные, как нам представляется) подробнее. Непосредственная связь с источником привноса — гранитной жилой — исключает возможность отношения описываемых мигматитов к типу венитов. Если же судить по их морфологии, то, согласно приведенной выше схеме А. Н. Казакова [4], они не являются и синскладчатыми. Но в данном случае выводы могут строиться на вполне четких геологических данных, среди которых первейшее место занимает факт явной пространственной и, по всей видимости, генетической связи мигматитовых прожилков с прямолинейной, недеформированной жилой калиевого пегматоидного гранита, секущей складчатые структуры и сформированной в IV этапе деформации (трещинные дислокации). Для подтверждения генетической связи мигматитов с пегматоидными гранитами, возможно, потребовались бы дополнительные петрологические данные (идентификация состава тех и других), но на такую связь вполне конкретно указывает, как только что говорилось, их парагенетическая ассоциация. Это обстоятельство приходится подчеркивать потому, что на смежных участках, где гранитная жила не вскрывается, о природе мигматитов можно судить гораздо менее определенно.

Изложенный выше материал явно не позволяет согласиться с напрашивающейся на первый взгляд традиционной трактовкой генезиса описываемого мигматита; последний должен быть отнесен не к доскладчатому, а постскладчатому типу. Такой же отрицательный вывод приходится делать и о возможности рассмотрения его как синскладчатого (синкинематического) образования, при этом полезно вспомнить, что некоторые авторы [1, с. 25] допускают последнее только применительно к венитам. Б. А. Блюман [3] к синкинематическому типу относит плагиомигматиты, несущие одновременно структурогенерирующую функцию и представляющие результат более высокотемпературного процесса, в отличие от мигматитов калиевых. Здесь же речь шла о явном артерите (связь с гранитной жилой), но, как уже было сказано, постскладчатом. Складчатый узор метатекта является, по всей очевидности, миметическим, т. е. унаследованным и проявлен в результате метасоматического проникновения гранитизирующих компонентов по дислоцированной сланцеватости. Проникновение же инъекций по деформированной сланцеватости не представляется реальным, в чем можно согласиться с Н. Г. Судовиковым [7, цитировано выше], тем более что те же самые мигматиты прослеживаются на удалении от жилы в пределах первых сотен метров.

Рассмотренные в статье послонные и порфиробластические калиевые мигматиты слагают довольно обширные участки в пределах ядер купольных структур Северного Приладожья и отвечают начальным (по интенсивности) стадиям гранитизации, приводящей к образованию так называемых интрузий розовых аляскитоидных гранитов [10—12]. Эти граниты, как и пегматоидные жильные граниты, имеют абсолютный возраст ~1860 млн. лет по рубидий-стронциевому методу [5] и соответствуют непосредственно «постселецкому» хронологическому уровню.

Приведенный материал, хотя и имеющий частное значение, показывает всю важность генетической диагностики мигматизации (впрочем, и гранитизации в целом), в том числе и выяснения соотношений ее с деформационными процессами, а это неминуемо должно влиять на выводы общего характера. Недостаточно точное определение генетической природы мигматитов или невнимание к данному вопросу может привести к ошибочным заключениям о характере связей их с дислокациями и соот-

ответственно к неверным представлениям об их возрасте и положении в вещественно-структурной шкале, которая является основой для построения легенды к геологической карте.

Литература

1. *Бабошин В. А.* Мигматиты и литолого-стратиграфический контроль слюдоносных пегматитов//Слюда и пьезооптическое сырье. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1973. Т. 166. Вып. 3. С. 5—40.
2. *Бабошин В. А.* Диагностика генетических типов мигматитов (на примере районов развития слюдоносных пегматитов)//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1977. Ч. CVI. Вып. 4. С. 436—447.
3. *Блюман Б. А.* Диапировые структуры основания складчатых областей. Мигматит-гранодиорит-адамеллитовая серия Алтае-Саянской области//Геологическая съемка районов развития куполовидных структур докембрия. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 9. Л.: Недра, 1984. С. 53—65.
4. *Казаков А. Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
5. *Лобач-Жученко С. Б.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 206 с.
6. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
7. *Судовиков Н. Г.* Мигматиты, их генезис и методика изучения//Тр. лабор. докембрия АН СССР. Вып. 5. М.; Л., 1955. С. 97—174.
8. *Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 559 с.
9. *Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Харитонов А. Л. и др.* Геологическое строение глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 228 с.
10. *Черноморский М. А.* Структура Коккасельского поднятия в Северном Приладожье//Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. Вып. 2. С. 404—407.
11. *Черноморский М. А.* Особенности строения и эволюции куполовидных структур Северного Приладожья//Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. Вып. 1. С. 158—161.
12. *Черноморский М. А.* Блоково-купольные структуры древних щитов (Северное Приладожье)//Геологическая съемка районов развития куполовидных структур докембрия. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 9. Л.: Недра, 1984. С. 66—136.
13. *Шуркин К. А.* Ультраметаморфизм и основы классификации архейских комплексов//Методика геологического картирования метаморфических комплексов/Под ред. Николаева В. А. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 389—396.
14. *Шуркин К. А.* Геологическое картирование ультраметаморфических комплексов//Геологическая съемка районов развития метаморфических образований. Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 4. Л.: Недра, 1972. С. 298—323.

ВСЕГЕИ

Поступила в редакцию
19.XI.1985

УДК 551.1+551.46+550.834

КОГАН Л.И.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И ДЕФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ (ПО ДАННЫМ МНОГОКАНАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ МОВ)

Данными ГСП — МОВ экспериментально подтверждено разделение консолидированной океанской коры по крайней мере на три неоднородные структурные толщи. Размеры неоднородностей (блоков, линз, трещин, нарушений) уменьшаются с глубиной и по направлению нормали к оси рифтов, глубинных разломов, что вызывает структурную анизотропию коры. Подкорковая мантия также неоднородна, имеет слоисто-блоковую структуру. Блоки разделены наклонными зонами нарушений, уходящими на глубину более 15 км. Несмотря на особенности внутренней структуры, в различных геодинамических зонах сохраняются главные элементы строения океанской консолидированной коры — гетерогенность, наличие неоднородных толщ. Основной причиной образования последних можно считать изначальные процессы генезиса океанской коры в рифтовых зонах и последующей консолидации в изменяющихся с глубиной и удалением от оси рифта термобарических условий. Появление неоднородных структурных толщ с существенно различными прочностными характеристиками приводит к динамической неустойчивости коры по отношению к внешним напряжениям, вызывающим внутрикоровые и верхнемантийные региональные деформации, различные на разных гипсометрических уровнях и в разных геодинамических условиях, т. е. ведет к тектонической расслоенности.

ВВЕДЕНИЕ

Методом многоканального (глубинного) сейсмического профилирования отраженными волнами (ГСП — МОВ) в СССР и за рубежом в 1975—1985 гг. отработаны десятки тысяч километров профилей в разнообразных геодинамических зонах Мирового океана [14, 15, 17, 20]. В статье сделана попытка обобщения этих данных и показано, что, несмотря на большое разнообразие деталей внутренней структуры океанской коры, она имеет общую главную особенность — неоднородность и наличие различных структурных толщ, генезис которых требует объяснения.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН

Для сопоставления структуры океанской коры в различных геодинамических зонах в качестве исходной рассмотрим структуру глубоководных котловин Атлантического, Индийского и Тихого океанов [9, 13—15]. Консолидированная кора океанских котловин имеет сложное строение, о чем свидетельствует интенсивная интерференция отраженных и дифрагированных волн [10].

При выполнении интерпретации [7] линзово-блоковая модель оказалась наиболее вероятной для верхней 0,5—2-километровой толщи сейсмического разреза [9, 10] (рис. 1), в которой протяженность линз составляет 3—5 км, их мощность от 0,1 до 0,3 км, а ширина блоков до 10 км. Полная мощность этой толщи 0,5—3 км при средней мощности 1,5 км; усредненные значения интервальных скоростей меняются в широких пределах от 3 до 5 км/с ($\delta v_{\text{инт}} \leq \pm 30\%$).

Вторая толща на сейсмическом разрезе (см. рис. 1, А, Б) отличается отражениями слабой интенсивности, коррелирующимися¹ на коротких

¹ Имеются в виду корреляции сейсмических границ [1, 3].

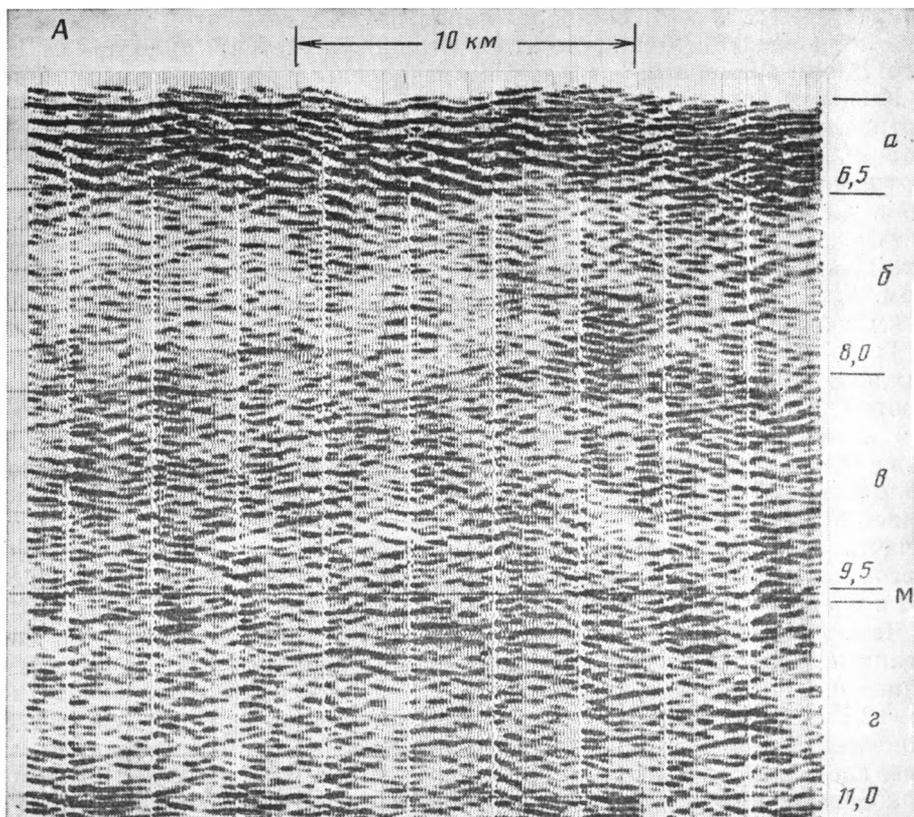
интервалах (до 3 км). Наиболее вероятной моделью этой толщи оказалась блоковая [7]. Мощность второй толщи меняется в пределах от 1 до 3 км. Блоки размерами 2×2 до 5×5 км разделены субвертикальными и вертикальными нарушениями шириной не более 0,1—0,5 км и смещены по вертикали на 0,2—1,5 км. Акустически эта толща слабо дифференцирована, поэтому здесь образуются отраженные волны малой интенсивности, нарушения между блоками обрисовываются дифрагированными волнами, и на сейсмическом разрезе после процедуры послонной миграции (снятия дифрагированных волн) эта толща выглядит «прозрачной» (см. рис. 1, А, Б). Вторая толща залегает в интервале глубин 1—3 км под дном. Для нее диапазон интервальных скоростей лежит в пределах 5,0—6,5 км/с ($\delta v_{\text{инт}} \leq \pm 25\%$).

Третья толща мощностью 5—7 км разделяется на верхний и нижний этажи. В ее верхнем этаже мощностью 1—2 км размеры блоков уменьшаются до 1—3 км, а отраженные волны здесь обладают несколько большей интенсивностью (на 5—10 дБ), чем во второй толще. В нижнем этаже мощностью 4—6 км размеры блоков не превышают 1,5 км, блоки разделены наклонными нарушениями, толща монолитна, что обуславливает ее сейсмическую «прозрачность» на разрезах ГСП—МОВ в той ее части, где нарушения круче 30° . Интервальные скорости третьей толщи благодаря ее большой мощности определены с точностью $\pm 15\%$ и лежат в пределах 6,5—7,6 км/с.

Четвертая толща выделяется в интервале глубин 7—12 км под дном океана и характеризуется на сейсмических разрезах ГСП—МОВ вступлением на 9—10,5-й секунде достаточно интенсивных низкочастотных (7—12 Гц) волн, коррелирующихся на расстояниях до 15 км (см. рис. 1). Наиболее вероятной для этой толщи оказалась слоисто-блоковая модель, где размеры блоков не превышают 15 км (обычно 5 км), а внутри блоков выделяются субгоризонтальные слои мощностью 0,5—1 км [7]. Судя по глубине залегания, четвертая толща относится к верхам мантии. Ее нижняя граница определяется плохо и, вероятно, залегает на глубине выше 15 км, т. е. вне досягаемости ГСП—МОВ при его современной технической возможности [14].

Четких непрерывных границ между толщами по данным ГСП—МОВ проследить не удастся. Сопоставление данных ГСП—МОВ с данными ГСЗ [1, 9—11, 16], драгирования и глубоководного бурения там, где оно проникало в консолидированную кору, позволяет предполагать, что верхняя толща океанской консолидированной коры, выявляемая ГСП—МОВ, отражает структуру распределения акустических неоднородностей, на границах лавовых потоков и вулканогенных осадков. Она соответствует верхней части второго геофизического слоя. Вторая неоднородная толща отражает структуру вертикальных и субвертикальных неоднородностей (блоков) монолитного дайкового комплекса, не освещаемого отраженными волнами. Вертикальные и субвертикальные границы блоков обрисовываются дифрагированными волнами. Вторая структурная толща сопоставляется с нижней частью второго слоя (фундамента) и верхней частью третьего геофизического слоя. Третья структурная толща, судя по гипсометрическому уровню и диапазону значений интервальных скоростей (6,5—7,6 км/с), сопоставляется с третьим геофизическим слоем, имеет монолитную структуру, разбита субвертикальными и наклонными зонами нарушений на мелкие блоки с минимальными размерами до 1 км. Четвертая толща, судя по гипсометрическому уровню, соответствует верхам мантии, где появляются вновь субгоризонтальные отраженные границы, обусловленные ее расслоенностью. Следует отметить, что размеры неоднородностей минимальны в направлении, нормальном к оси рифтов, максимальны в направлениях, параллельных им, на всех гипсометрических уровнях [13]. Таким образом, по данным ГСП—МОВ удалось построить обобщенную модель структуры океанской коры котловин, принятую нами за нормальную (рис. 2) [10].

² Размеры блоков определяются длиной отражающих площадок в блоках, а границы блоков обрисовываются точками дифракции [7].



ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ПОДВОДНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

Эти структуры изучались нами на примере возвышенностей Сьерра-Леоне в Атлантическом океане, Шатского и Хесса в северо-западной части Тихого океана [12]. В отличие от глубоководных котловин, здесь земная кора имеет значительно большую (до 20 км) мощность, вызванную утолщением всех слоев консолидированной коры, особенно первых трех толщ, а также появлением новых промежуточных неоднородных слоев. Однако внутренняя структура этих толщ существенно не меняется. В верхней части разреза между слоем осадков (1-й слой) и верхней структурной толщей, выделенной в котловинах, появляется новый слой с интервальной скоростью 3,5—4,5 км/с ($\delta v_{\text{инт}} \pm 25\%$), мощностью от 0,7 до 2 км, представленный переслаиванием субгоризонтальных линзовидных тел большей протяженности (до 15 км), чем в котловинах. Ниже залегает первая структурная толща, которая в котловинах располагается непосредственно под рыхлыми осадками или выходит на поверхность дна. Здесь она представлена несколькими пачками линзовидных тел общей мощностью от 2,9 до 5,8 км, в то время как в котловинах ее мощность не превышает 3 км. Интервальные скорости в этой толще меняются в пределах от 4,9 до 6,0 км/с. На пониженных участках рельефа дна мощность этой толщи уменьшается, на поднятых участках — увеличивается. Во второй сейсмически прозрачной толще мощностью 6—7 км удастся выделить блоки протяженностью 1,5—3 км, ширина которых с глубиной уменьшается. Эта толща может быть условно разделена по размерам блоков на два, а иногда и на три слоя мощностью 1,5—3 км.

На участках крупных поднятий рельефа дна и поверхности консолидированной коры на сейсмических разрезах ГСП — МОВ наблюдаются обратные падения границ в верхней толще, симметричные относительно свода поднятий. Это явление сопровождается увеличением мощности второй и третьей толщ. Обратное падение границ может быть обусловлено

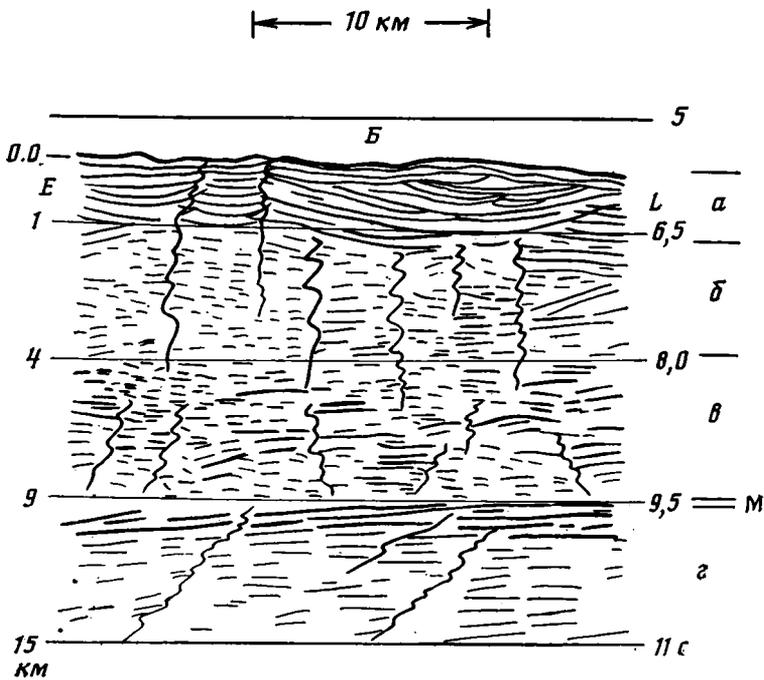


Рис. 1. Фрагмент типичного разреза ГСП—МОВ в глубоководных котловинах А — разрез после процедуры миграции; Б — модель структуры коры по разрезу А после статистической интерпретации. а—г — структурные толщи; а—в — коры: а — первая, линзово-блоковая, б — вторая, блоковая, блоки разделены вертикальными зонами нарушений (б₁ — верхняя, б₂ — нижняя части), в — третья, блоковая, блоки разделены субвертикальными и наклонными зонами нарушений (в₁ — верхняя, в₂ — нижняя части); верхней мантии: г — четвертая слонсто-блоковая, блоки разделены субгоризонтальными зонами нарушений. М — подошва коры (граница Мохоровичича); пк — пикеты, км; ЕЕ; FK; KL; MN — размеры отражающих площадок (блоков, линз)

обрушением кальдер древних вулканов или тектоническим скупиванием, что увеличивает мощность второй толщи, ведет к прогибанию третьей толщи под ее весом и погружению четвертой толщи на более низкие гипсометрические уровни [12]. На возвышенностях выделяется целая серия таких структур, что вместе с особенностями внутренней структуры основных толщ консолидированной коры позволяет рассматривать возвышенности Шатского и Хесса в Тихом океане и Сьерра-Леоне в Атлантике как вулканические массивы, состоящие из отдельных вулканических сооружений (групп вулканов). В пользу этого предположения свидетельствуют выявленные здесь ГСП—МОВ погружения четвертой толщи (мантийной) на большие глубины при переходе от глубоководных котловин океана к возвышенностям с характерными флексурными изгибами, что может быть истолковано как изостатическое опускание вследствие нагрузки массива поднятия [12] или как результат тектонического скупивания на уровне третьей структурной толщи [22].

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ И РИФТОВЫХ ЗОН

В зоне срединно-океанического хребта в верхней толще консолидированной коры существенных изменений по сравнению с глубоководными котловинами не наблюдается. Однако по мере приближения по нормали к оси хребта ширина блоков в первой толще уменьшается до 1,5 км (против 5 км в глубоководных котловинах), а амплитуда сбросов увеличивается до 1,5—2 км. На профилях, параллельных хребту, средняя ширина блоков в верхней толще составляет 3—5 км. Средняя мощность верхней толщи по мере приближения к оси хребта меняется мало. Наблюдается

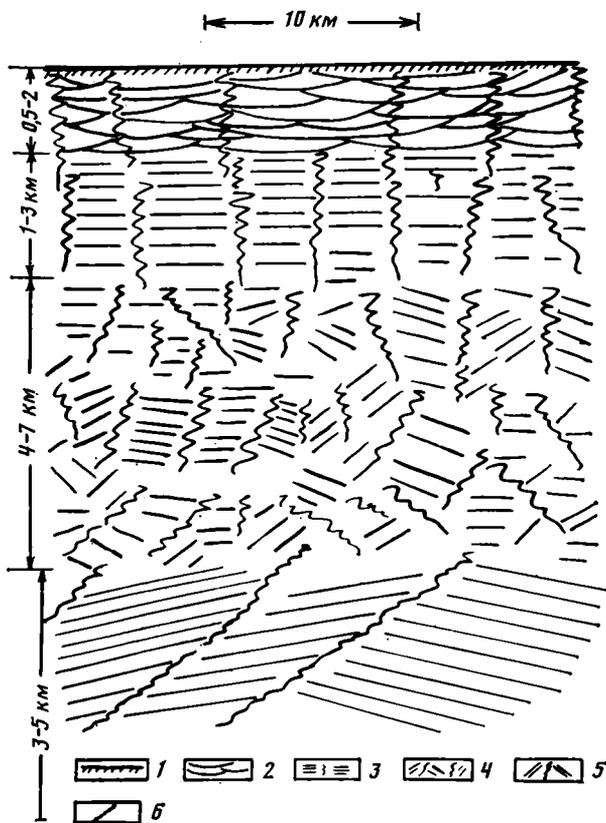


Рис. 2. Обобщенная сейсмическая модель внутренней структуры нормальной океанской земной коры
 1 — дно океана; 2—5 — структурные толщи; 2—4 — коры; 2 — первая, линзово-блоковая, 3 — вторая, блоковая, 4 — третья, блоковая; верхней мантии: 5 — четвертая; 6 — зоны нарушений (разрывы корреляции сейсмических границ)

ее увеличение в зонах поднятий, где она местами достигает 4,5 км при средних значениях 1,5—2 км. Структура второй толщи также мало меняется по сравнению с глубоководными котловинами. В своде хребта она имеет несколько большую мощность, чем на флангах, а в оси ущелья ширина блоков уменьшается до 1,5—2 км. Третья толща по мере приближения к своду хребта уменьшается с 5—7 км до полного выклинивания в оси рифтового ущелья. В этом направлении размеры блоков уменьшаются до 1 км [8, 13]. Гипсометрически эта толща поднимается по мере приближения к оси хребта с 10—15 км на его флангах (в 300 км от гребня) до 5—6 км под дном в зоне гребня хребта. Внутренняя структура третьей толщи не отличается от структуры в глубоководных котловинах.

Четвертая (мантийная) толща имеет блоково-слоистую структуру. Уверенно проследить ее кровлю (границу М) с помощью ГСП—МОВ удастся не повсеместно. Однако общий подъем этой границы к гребню хребта и в оси рифтового ущелья везде очевиден. На периферии хребта эта граница залегает на глубинах 12—15 км, а в гребневой зоне — на глубинах 5—7 км. Причем подъем четвертой толщи к гребню хребта и оси рифтового ущелья происходит не плавно, а скачками с перепадами глубин до 3—5 км [13].

На профиле ГСП—МОВ, пересекающем Срединно-Атлантический хребет по 20° ю. ш., в третьей и четвертой толщах в гребневой зоне хребта, в интервале глубин 4—14 км обнаружены четкие дискретные отражающие границы протяженностью до 5 км. Угол наклона этих границ уменьшается с глубиной от 60° на глубине 4—6 км до 1—4° на глубине 12—14 км. Границы веерообразно расходятся из двух центров, смещен-

ных к западу от оси рифта и расположенных на глубинах 6—14 км (рис. 3).

Появление четких отражающих границ, расходящихся из локальных центров внутри четвертого (мантийного) слоя на отдельных участках профиля, может свидетельствовать о расслоенности и дислокации коры на этом уровне в окрестности рифтовой зоны и гребня Срединно-Атлантического хребта по 20° ю. ш. (см. рис. 3, А, Б) [20].

Сравнение разрезов ГСП — МОВ, пересекающих Срединно-Атлантический хребет на различных широтах от 78° с. ш. до 30° ю. ш., показало, что при сохранении структуры основных толщ консолидированной коры здесь на разных широтах выявляются существенные различия отдельных деталей и фрагментов структуры коры на различных гипсометрических уровнях. Это свидетельствует о неоднородности консолидированной океанской коры вдоль Срединно-Атлантического хребта [13, 14, 20].

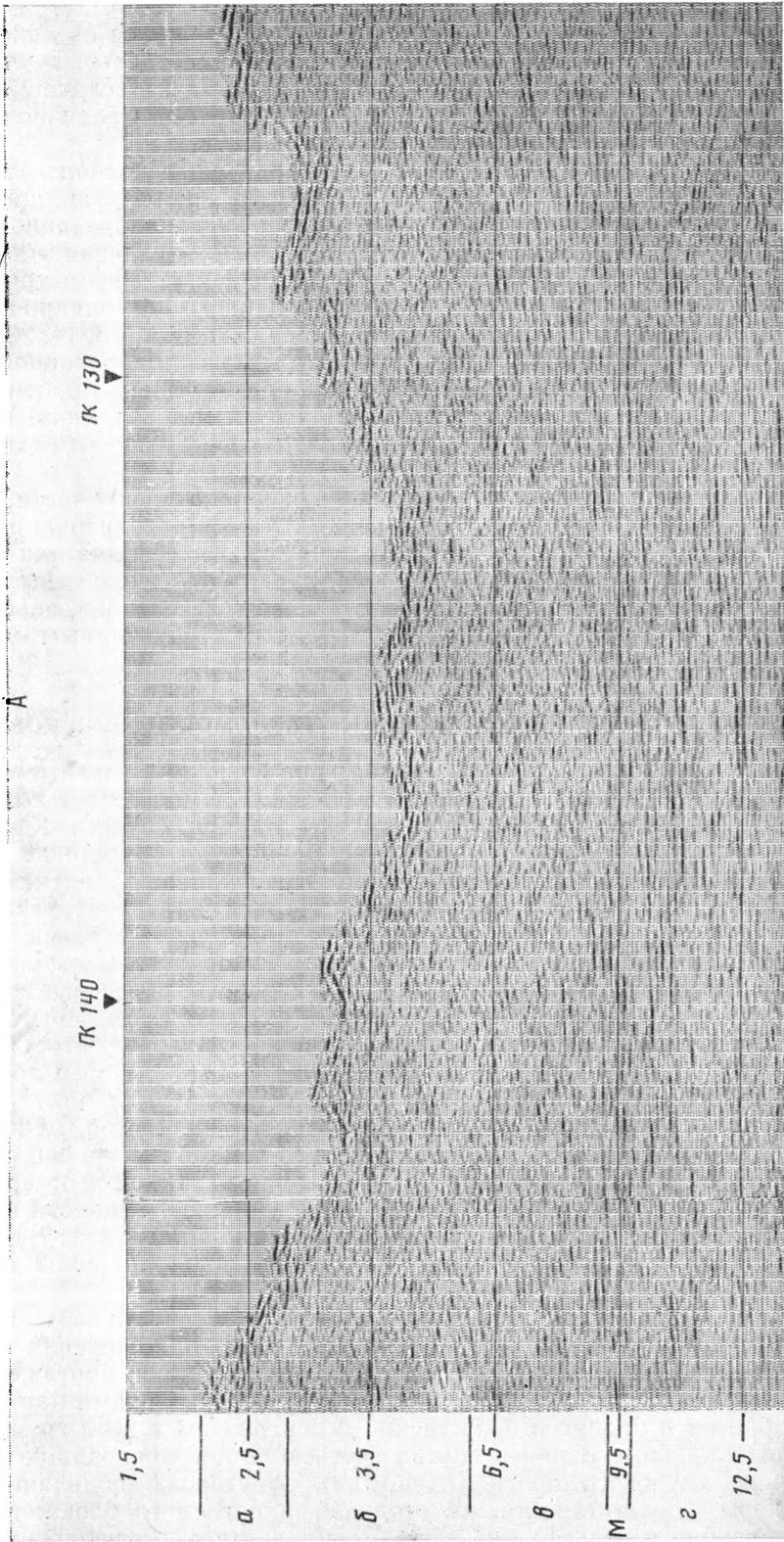
В Индийском и Тихом океанах структура консолидированной коры срединных хребтов сохраняется близкой к коре Срединно-Атлантического хребта. Однако в ВТП размеры неоднородностей (блоков, линз) во всех трех толщах меньше в 2—2,5 раза, а их дисперсия значительно уже [3, 8—10].

В Галапагосской рифтовой зоне Тихого океана, в осевой части рифта, установлен подъем четвертой толщи на 2—2,5 км по сравнению с соседними участками ВТП без какого-либо подъема рельефа дна или первой толщи. Здесь выявлена аномальная зона, характеризующаяся подъемом разуплотненной мантии. Эта зона имеет форму треугольника, пересекает ВТП, что может быть обусловлено не линейным, а площадным наращиванием новой коры в зоне Галапагосского рифта.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В зонах глубинных разломов земная кора сохраняет главные особенности, характерные для нормальной океанской земной коры котловин. Глубинные разломы могут быть разделены на три группы. К первой группе можно отнести разломы Атлантис, Вернадского, Романш в Атлантическом океане, ко второй — Азоро-Гибралтарский в Атлантике, Меррей, Хейзена, Элтанин в Тихом океане, к третьей — Императорский разлом в Тихом океане [10, 11]. В отличие от нормальной океанской коры для коры глубинных разломов первой группы характерны структурные элементы, связанные с деформациями растяжения, — сбросовые ступени, дробящие кору на мелкие (до 1 км) блоки, смещенные по вертикали до 1,5—2 км; уменьшение в оси разломов мощности первой, второй, а на отдельных участках и третьей толщ консолидированной коры; подъем к поверхности дна (разлом Романш) или на небольшую глубину (до 4—5 км) под ним (разломы Атлантис, Вернадского) четвертой, мантийной, толщи. В общих чертах внутренняя структура земной коры в оси глубинных разломов этой группы очень близка к наблюдаемой в осевой зоне рифтов, но здесь в основном в осевой части убывают мощности второго и третьего слоев. В зонах поднятий рельефа дна мощность всех трех толщ увеличивается, приводя к общему увеличению мощности коры до 10—12 км.

Во второй группе разломов структурные особенности земной коры связаны с деформациями сжатия. Здесь по мере приближения к осям разломов происходит дробление земной коры на блоки, протяженность которых уменьшается с 5 до 1 км. Блоки разделены зонами нарушений типа взбросов и надвигов. Собственно в оси разломов этой группы наблюдаются крупные надвиги внутри третьей толщи, приводящие к формированию глубокого прогиба (ущелья) со стороны пододвигаемого блока коры и вала (хребта) со стороны надвигаемого блока, так что перепад глубин в рельефе дна здесь может достигать нескольких километров. В осевых частях разломов этого типа вследствие дробления коры наблюдаются локальные подъемы (интрузии) мантийной толщи надвигаемого блока и возникают зоны меланжа [11]. Из осевых зон этих раз-



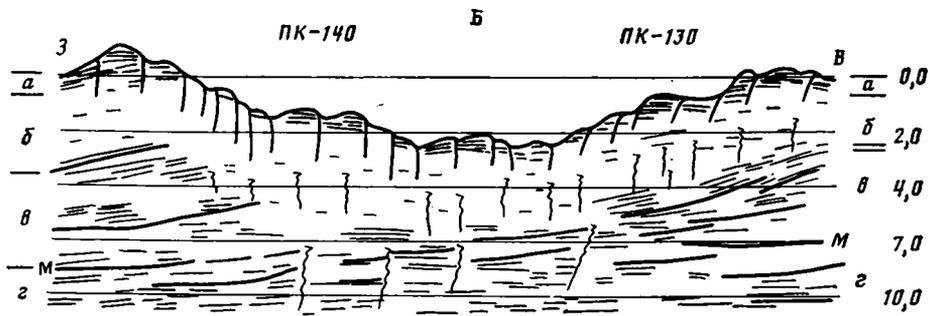


Рис. 3. Фрагмент сейсмического разреза земной коры рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (по [20])
 А — в зоне 20° ю. ш.; В — модель среды А. Усл. обозн. см. рис. 1

ломов драгированием подняты амфиболовые плейчатые сланцы, а с бортов ущелья, со стороны надвигаемого блока — мантийные гипербазиты, что подтверждает данные сейсмических исследований о наличии здесь крупного надвига (рис. 4, А, Б) [21].

Структура земной коры третьей группы глубинных разломов в главных чертах близка к первой группе, однако здесь не наблюдается подъема четвертой (мантийной) толщи в осевой зоне образуемого разломом ущелья [11].

Таким образом, в структуре коры глубинных разломов в отличие от структуры нормальной коры котловин кроме основных сдвиговых деформаций наблюдаются деформации растяжения и сжатия, происходящие в основном на уровне третьей и четвертой структурных толщ.

СТРОЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

В зоне Малой Антильской дуги ГСП — МОВ установлено развитие мощного смятия осадочного чехла с атлантической стороны дуги, где сминается 5—6-километровая толща; отсутствие смятия осадочной толщи с карибской стороны дуги; погружение осадочного слоя и консолидированной коры Атлантического океана на глубину 8—12 км под дислоцированные толщи Малой Антильской дуги, сопровождающееся серией взбросов [1]. Со стороны океана погружение коры сопровождается деформациями ее верхней и второй толщ, приводящими к образованию локальных надвигов, поднятий и изгибов. В главных чертах выявленные особенности структуры земной коры в восточной части Малой Антильской дуги соответствуют условиям сжатия [1].

Аналогичная структура океанской коры и осадочной толщи наблюдается на профиле МОВ, пересекающем Курильский желоб [2]. Здесь четко прослеживается погружение на глубину до 5 км консолидированной океанской коры (первая и вторая толщи) под дислоцированные породы Курильской дуги [2]. При этом на уровне третьей толщи происходит скольжение и дробление океанской коры взбросами амплитудой до 1,5 км, захватывающими первую и вторую толщи и разделяющими кору на блоки шириной от 1 до 3 км. На основании этих данных можно предполагать, что и в зоне Курильской дуги происходит подвиг океанской коры под дугу в условиях регионального сжатия. Проследить, погружается ли океанская кора на глубину более 14 км или поднимается в сторону тыла дуги, не удалось [2].

Океанская кора на внешней стороне желоба сохраняет основные черты внутренней структуры нормальной коры глубоководных котловин. Однако здесь появляются дополнительные структурные особенности — взбросы, обусловленные деформациями сжатия. Причем размеры блоков, на которые дробятся по взбросам первая и вторая толщи, остаются на всех гипсометрических уровнях равными размерам блоков в нормальной

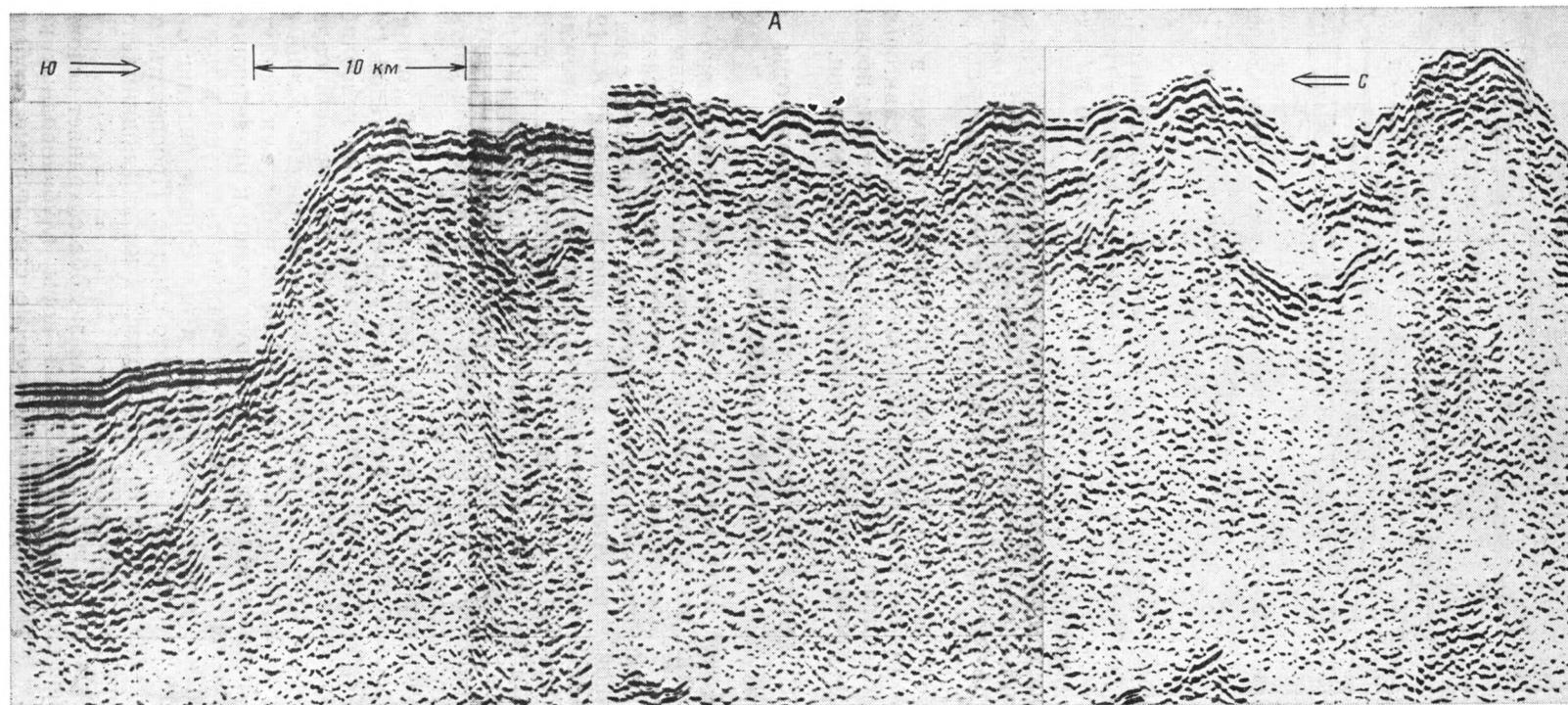
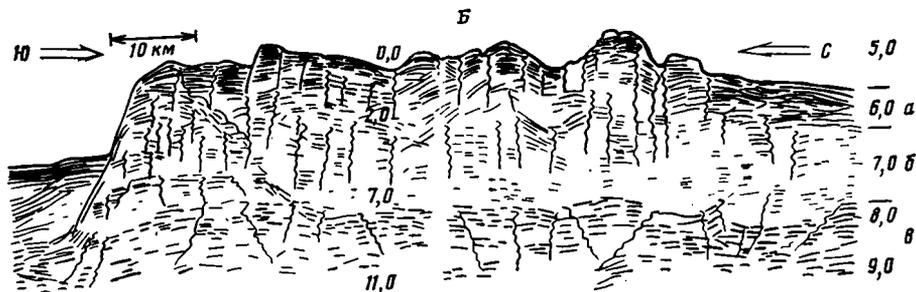


Рис. 4. Фрагмент сейсмического разреза ГСП—МОВ в зоне Азоро-Гибралтарского разлома
 А—структуры сжатия (надвиги, взбросы); Б—модель среды. А. Стрелки — направление сил деформации



коре, что, вероятно, обусловлено дроблением коры взбросами по зонам изначальных нарушений — «шрамам», образовавшимся в ходе развития нормальной коры океанов и разделяющими ее на блоки.

Таким образом, данными ГСП — МОВ экспериментально подтверждены и расширены теоретические представления о неоднородности структуры океанской консолидированной коры, обусловленные как сложными локальными деформациями, происходящими на различных гипсометрических уровнях и в различных геодинамических зонах, так и самим процессом ее образования [5, 18, 19, 22]. Однако в главных чертах (наличие трех неоднородных структурных толщ и структурной анизотропии коры в направлениях, нормальном и параллельном оси рифтов) внутренняя структура океанской коры сохраняется. Это может свидетельствовать о единстве ее генезиса и глобального развития. Близкие к нашим результаты получены американскими геофизиками в последние годы, т. е. почти на 10 лет позже [3, 17].

ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ ГСП — МОВ

Как было показано выше, общей наиболее характерной для всех геодинамических зон Мирового океана особенностью внутренней структуры кристаллической океанской коры является наличие трех неоднородных, сейсмически гетерогенных структурных толщ: линзово-блоковой, блоковой с вертикальными и субвертикальными зонами нарушений, блоковой с разнонаклонными зонами мелких нарушений. Верхняя часть подкоровой мантии в большинстве случаев имеет также слоисто-блоковую структуру, где блоки разделены пологими, субгоризонтальными зонами нарушений. Исходя из основополагающего представления современной геодинамики о генерации всей океанской земной коры в рифтовых зонах [18] и представляя динамику рифтогенеза согласно [18, 23], можно предполагать, что каждый блок земной коры в рифтовой зоне соответствует циклу (импульсу) рифтогенеза (разрыву коры, интрузии глубинного вещества, раздвигу коры на ширину интрузии и ее застыванию). Учитывая дополнительную динамику развития блоков и их деформацию на бортах рифтового ущелья, согласно [18, 23], а также интенсивное влияние гидротермальной деятельности на процесс генерации новой коры, согласно [4, 5], и ее растрескивание в процессе застывания и отодвигания от оси рифта, согласно [4, 5, 19, 23], можно объяснить наблюдаемые на разрезах ГСП — МОВ общие структурные особенности океанской земной коры.

1. Линзово-блоковая структура первой толщи кристаллической коры с вертикальными зонами нарушений отражает характер распределения акустических неоднородностей вулканогенных осадков и лавовых потоков, изливающихся на поверхность дна при очередном импульсе рифтогенеза. Вертикальные нарушения, рассекающие линзовидные тела на блоки, соответствуют «шрамам» разрывов, образующихся в земной коре при очередном импульсе рифтогенеза, и трещинам застывания лавовых потоков [19]. Таким образом, ширина блоков в первой структурной толще может характеризовать либо интенсивность интрузии глубинного вещества (при постоянной скорости спрединга) либо длительность импульса рифтогенеза (при дискретном спрединге и постоянной интенсив-

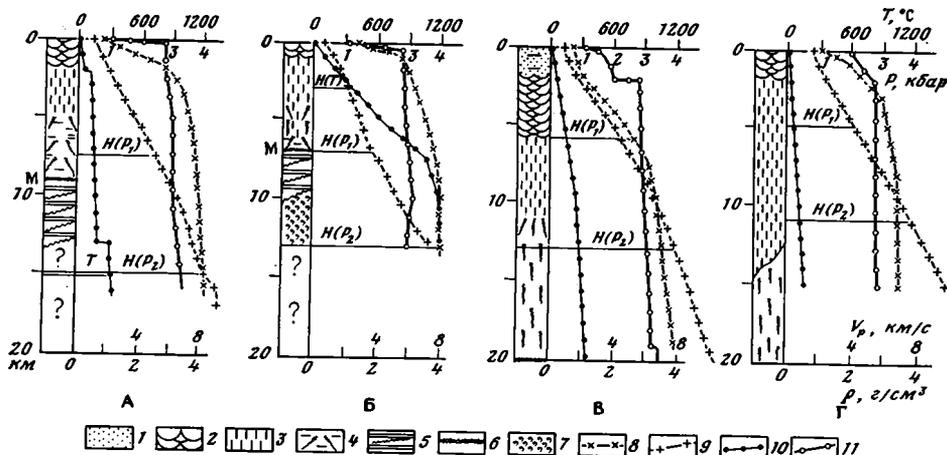


Рис. 5. Схематизированные разрезы океанской земной коры в главных геодинамических зонах, термодинамические условия залегания и сейсмические характеристики горных пород (по [18, 19]): А — глубоководная котловина, 5 км; Б — ось рифта, 4,5 км; В — подводная возвышенность, 3 км; Г — глубоководный желоб (осевая зона), 8 км

1 — осадочная толща; 2 — первая структурная толща океанской коры, зона хрупких деформаций с вертикальным расположением трещин; 3—5 — структурные толщи: 3 — вторая, зона хрупких деформаций типа отрыва с вертикальным расположением трещин, 4 — третья, зона перехода от хрупких к пластическим деформациям, с постепенным переходом от вертикальных к субгоризонтальным и слабонаклонным трещинам, 5 — четвертая, зона пластических деформаций, горизонтальная и слабонаклонная текучесть; 6 — граница Мохоровичича; 7 — астеносферное вещество; 8 — кривая скорости продольных волн — V_p ; 9 — кривая гидростатического давления (вертикальная составляющая тензора напряжения) — P ; 10 — кривая температуры — $T^{\circ}\text{C}$; 11 — кривая плотности пород — ρ ; $H(T)$ — граница перехода серпентинитов к пластическим деформациям по температуре; $H(P_1)$ — граница перехода петельчатых серпентинитов к пластическим деформациям по давлению; $H(P_2)$ — граница перехода антигритовых серпентинитов к пластическим деформациям по давлению

ности интрузий), что нам представляется наиболее вероятным [10]. Вертикальное положение нарушений в этой 0,5—2-километровой толще, располагающейся непосредственно под дном океана или под осадками, обусловлено механизмом формирования трещин, зависящим в общем случае от давления, температуры, скорости растяжения, структуры и состава застывающего вещества. Согласно [19], зона нарушения как структура локализации разрывов развивается в соответствии с механизмом трещинообразования, различным на разных глубинах земной коры. При этом в области глубин первой структурной линзово-блоковой толщи (0—3 км) PT -условия таковы, что развиваются преимущественно хрупкие деформации разрыва типа отрыва, образуя зону вертикальных разломов. Разрывы в этой области не создают значительных по мощности (ширине) нарушений (рис. 5) [19].

2. Вторая блоковая толща мощностью 1—3 км располагается в интервале глубин 1—5 км под дном. Она соответствует дайковому комплексу (нижней части второго и верхней части третьего геофизических слоев). Согласно [5, 6, 18], на этих глубинах сохраняются PT -условия, обуславливающие возникновение вертикальных хрупких разрывных деформаций при застывании интрузивного вещества. Таким образом, вторая структурная толща, обрисовываемая на сейсмических разрезах ГСП — МОВ зоной прозрачности, представлена интрузиями глубинного вещества, происходящими в рифтовой зоне, а за ее пределами — вертикальными сколами на бортах ущелья и вертикальной трещиноватостью в интрузивах [5]. Возможно, что вблизи рифта сейсмически прозрачны и остающиеся в этой толще расплавы. По мере удаления от оси рифта и охлаждения интрузивных тел часть трещин залечивается под воздействием гидротермальных растворов и изменяющихся PT -условий [5], что приводит к видимому на разрезах ГСП — МОВ увеличению ширины блоков во второй

структурной толще по мере удаления от оси рифта. Однако в дальнейшем на расстояниях более 200 км от оси рифта размеры блоков практически сохраняются неизменными как на склоне срединного хребта, так и в глубоководных котловинах.

3. Третья структурная толща океанской земной коры, залегающая в интервале глубин 5—15 км под дном океана, согласно [18, 23], находится в области *PT*-условий, при которых в верхней ее части развиваются разрывы чисто сколового типа. Пространственная ориентировка сколов здесь определяется направлением главных нормальных напряжений. Для средней и нижней частей этой толщи характерен постепенный переход от чисто сколовых деформаций к псевдопластическому разрушению типа однородного течения [5, 19], что приводит к выполаживанию углов наклона трещин, меняющихся от субвертикальных и крутонаклонных в верхней части толщи до субгоризонтальных у ее основания. Именно по характеру наклона и размерам нарушений третья толща на сейсмических разрезах разделяется на два и более структурных яруса, что имеет место, например, в зонах подводных возвышенностей [10, 12].

4. Четвертая структурная толща по гипсометрическому уровню залегания (7—20 км под дном) относится к верхам мантии. Согласно [5, 18, 23] *PT*-условия здесь обуславливают деформации типа однородного течения. Для этой области характерна рассредоточенная трещиноватость. Размеры трещин с глубиной уменьшаются, и среда приобретает все более пластичный характер, что приводит к выполаживанию наклонов зон нарушений, наблюдаемых на разрезах НСП—МОВ на уровне границы *M* и глубже. Истинная пластичность, согласно [19], характеризуется практически полной непроницаемостью для водяного пара, что делает верхнюю мантию «сухой». Поэтому для понимания характера деформаций ниже границы *M* следует использовать данные о механике разрушения перидотитов при *PT*-условиях, характерных для верхней мантии в океанах [5].

Согласно [5], геологические исследования петельчатых серпентинитов показывают, что переход из хрупкого в пластическое состояние в них осуществляется при давлении порядка 2 кбар и слабо зависит от температуры в диапазоне от $0^\circ < T < 350^\circ \text{C}$. Таким образом, для нормальной океанской коры при давлениях порядка 2 кбар можно ожидать подавление в серпентинитах мелкой трещиноватости, а при больших давлениях и температурах наступает переход в область пластических деформаций.

Если предполагать, что давление в земной коре нарастает пропорционально глубине и определяется только удельным весом вышележащих пород, то давление в 1,5 кбар, при котором начинается процесс подавления микротрещин, приблизительно соответствует глубине подошвы габбрового слоя [5], что на сейсмических разрезах соответствует подошве верхней части третьей структурной толщи. Критическое давление в 2,6 кбар, характеризующее полное подавление микротрещин в петельчатых серпентинитах, отвечает поверхности, расположенной на 3—4 км глубже габбро, которая на сейсмических разрезах нормальной океанской коры проявляется как подошва третьей структурной толщи (граница *M*). Подводным возвышенностям, глубоководным желобам и трансформным разломам с компонентами сжатия подкоровой мантии соответствует, вероятно, область пластических деформаций, наступающих при давлении в 4 кбар и температуре менее 460°C . На сейсмических разрезах ГСП—МОВ она отображается в виде четвертой структурной толщи, залегающей на глубинах более 15—20 км. Господствующие здесь температуры и давления обеспечивают пластическое состояние антигоритов, формирующихся в динамической обстановке сжатия (см. рис. 5).

Следовательно, можно предполагать, что нижние толщи коры и верхняя толща мантии в этих геодинамических зонах формировались из первоначальной нормальной коры в динамической обстановке сжатия и представлены антигоритовыми серпентинитами [5]. Выклинивание в оси рифтовых зон третьей структурной толщи можно объяснить резким увеличением температур с глубиной, которые достигают $550\text{—}1200^\circ \text{C}$

на глубинах всего 4—7 км под дном, что даже при небольших давлениях ($1,5 < P < 2$ кбар) приводит к пластическому состоянию пород. Наличие на разрезах ГСП—МОВ в рифтовых ущельях зоны сейсмической прозрачности непосредственно под четвертой толщей может быть объяснено образованием здесь магматической камеры и подходом к ее подошве астеносферы [17].

Таким образом, с позиции теории рифтогенеза и деформации горных пород могут быть объяснены наблюдаемые на разрезах ГСП—МОВ наиболее общие закономерности внутренней структуры океанской земной коры.

С этих же позиций можно объяснить структурную анизотропию океанской коры в нормальном и параллельном оси рифтов направлениях.

Если предполагать вслед за [18, 23], что в рифтовых зонах силы растяжения приложены нормально к оси рифтов, то деформация горных пород всех структурных толщ будет приводить к более мелкому их дроблению в направлениях, нормальных к оси.

Наблюдаемые значимые различия в размерах неоднородностей внутренней структуры океанской коры в спрединговых зонах Атлантики и Красного моря, с одной стороны (большие размеры неоднородностей и более широкий диапазон их дисперсии), и Тихого океана—с другой (где эти размеры в 1,5—2,5 раза меньше и уже полоса их дисперсии), хорошо объясняются различной степенью неравномерности процесса рифтогенеза (дискретным спредингом) в этих зонах [9, 13].

С позиций деформации горных пород и механизма спрединга становится понятным и уменьшение размеров неоднородностей (блоков) по мере приближения к осям рифтов и глубинных разломов, являющимся центрами приложения сил деформации [18, 23].

Наконец общее уменьшение размеров неоднородностей по вертикали (с глубиной) и выполаживание наклонов зон нарушений хорошо объясняются теорией нелинейных деформаций горных пород при изменении *PT*-условий с глубиной [4]. В зонах тектонической активности (разломах, возвышенностях, желобах, зонах перехода от океана к континентам) появляются региональные силы, которые деформируют нормальную, изначально неоднородную и деформированную в ходе генезиса океанскую кору, что приводит к дополнительным характерным особенностям внутренней структуры в зависимости от интенсивности и направления прилагаемых сил. Например, весьма интересный факт наложенной веерообразной расслоенности третьей и четвертой структурных толщ земной коры и мантии, наблюдаемый в Срединно-Атлантическом хребте по 20° ю. ш., может быть объяснен вероятными явлениями перескока («джампинга») оси рифта или тектонического скупивания [20, 22], которые захватывают наименее прочные четвертый или третий слои океанской коры и верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новейшие геофизические исследования показали, что изменения вертикальной составляющей напряжений, как и изменение *PT*-условий с глубиной, нелинейны [4, 6]. Причины нелинейности изменения этих параметров обусловлены внутренними процессами, происходящими в земной коре. Поэтому природа глубинных сейсмических границ здесь определяется не столько литолого-стратиграфической изменчивостью пород, сколько вторичными преобразованиями, приводящими к изменению физических свойств и состояния вещества коры и верхней мантии [6].

На данном уровне изученности внутренней структуры океанской земной коры можно уверенно говорить о ее генезисе в рифтовых зонах и о деформациях нормальной (изначально структурно неоднородной) океанской коры как на этапе ее генезиса, так и в ходе дальнейшего развития [22]. Именно изначальная дифференциация нормальной океанской коры на несколько неоднородных структурных толщ с различной

прочностью, возникающая в процессе ее генезиса и обусловленная различными типами трещиноватости горных пород при различных *РТ*-условиях, при возникновении напряжений приводит к ее динамической неустойчивости и тектонической расслоенности [23]. Можно предполагать, согласно [23], что во время крупных глобальных движений плит, охватывающих всю литосферу, происходит дифференцированная реакция коры внутри плит на приложенные к ней усилия. Образовавшиеся изначально неоднородные структурные толщи коры с различными прочностными свойствами по-разному реагируют на приложенные к ним напряжения, что создает предпосылки для региональных дисгармоничных перемещений слоев внутри коры и верхов мантии и может приводить к внутрикоровым деформациям не только на границе, но и внутри плит.

Литература

1. *Басенция Ш. А., Коган Л. И., Свистунов Ю. И. и др.* Тектоника зоны сочленения Малоантильской островной дуги и ложа Атлантического океана по сейсмическим данным//Бюл. МОИП. Сер. геол. 1982. № 4. С. 40—54.
2. *Бондаренко Б. А., Гаркаленко И. А., Журавлев А. В. и др.* Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба//Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 1. С. 135—137.
3. *Браун Л.* Глубинное сейсмическое профилирование. Методика и техника КОКОРП//Тезисы 27-го МГК. Т. 6. Секция 0.8. М.: Наука, 1984. С. 48—49.
4. Вопросы нелинейной геофизики. М.: ВНИИЯГ, 1981. С. 3—27.
5. *Каракин А. В., Лобковский Л. И., Николаевский В. Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления//Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 3. С. 572—576.
6. *Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Кузнецов Ю. И., Нартиков В. Л.* О возможной природе глубинных сейсмических границ// Докл. АН СССР. 1982, Т. 265. № 3. С. 577.
7. *Коган Л. И.* Применение математического моделирования для изучения микроструктуры океанского дна//Геология морей и океанов (Тр. Всесоюзной школы по морской геологии). М.: Наука, 1982. С. 35—36.
8. *Коган Л. И.* Современный мобилизм и новые данные многоканального (глубинного) сейсмического профилирования океанского дна//Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4.
9. *Коган Л. И.* Строение и внутренняя структура консолидированных слоев земной коры Тихого океана (по данным ГСП—МОВ)//Тр. I Тихоокеанской школы по морской геологии и геофизике. Владивосток: Изд-во ДВНЦ, АН СССР, 1984. С. 5—7.
10. *Коган Л. И.* Структурные неоднородности консолидированной коры дна океанов//Докл. АН СССР. 1985. Т. 28. № 1. С. 73—76.
11. *Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Сорохтин О. Г.* Особенности тектонического строения некоторых глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП—МОВ)//Геотектоника. 1985. № 2. С. 104—119.
12. *Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Шмидт О. А.* Строение земной коры подводных возвышенностей Шатского и Хесса (Тихий океан) по данным ГСП—МОВ//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 4. С. 15—29.
13. *Коган Л. И., Маловицкий Я. П., Сорохтин О. Г.* Некоторые результаты применения глубинного сейсмического профилирования МОВ для изучения геологического строения центральной части Срединно-Атлантического хребта//Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1979. С. 82—88.
14. *Коган Л. И., Маловицкий Я. П., Удинцев Г. Б.* Глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП—МОВ) при исследовании земной коры океанов//Прикл. геофизика. М.: Недра, 1977. № 86. С. 71—86.
15. *Коган Л. И., Шлезингер А. Е.* Океанические и континентальные структуры района плато Домерера (западная окраина Атлантики)//Осадочный чехол дна Мирового океана и суши. М.: Наука, 1984. С. 37—38.
16. *Косминская И. П., Капустян Н. К.* Обобщенная сейсмическая модель коры океанского типа//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 2. С. 37—49.
17. *Маттер Д. С.* Сейсмические изображения границ литосферных плит//В мире науки. М.: Знание, 1986. № 4. С. 28—39.
18. *Монин А. С., Сорохтин О. Г.* Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 416.
19. *Николаевский В. Н.* Трещиноватость и пластичность земной коры//Вопросы нелинейной геофизики. М.: ВНИИЯГ, 1981. С. 15—22.
20. *Пущаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.//Геотектоника. 1985. № 5.
21. *Рудник Г. В., Кашишцев Г. Л., Фролова М. А.* Магматические и метаморфические породы дна океанов//Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 9—87.
22. Тектоническая расслоенность литосферы//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. Вып. 343. С. 184.
23. *Теркот Д., Шуберт Д. Ж.* Геодинамика Т. 1, 2. М.: Мир, 1985.

УДК 550.834+622.241.6(470.21)

МИНЦ М. В., КОЛПАКОВ Н. И., ЛАНЕВ В. С.,
РУСАНОВ М. С.**О ПРИРОДЕ СУБГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ
В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ПО ДАННЫМ КОЛЬСКОЙ
СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ)**

Проанализированы данные ГСЗ и МОВ в районе Кольской сверхглубокой скважины и петрофизические параметры горных пород, вскрытых скважиной. Результаты анализа подтверждают предположение о связи пологой сейсмической границы, пересеченной скважиной («границы Конрада»), с особенностями современного напряженного состояния горных пород. Показано, что положительный «рельеф» отражающих границ (т. е. границ геофизических «слоев» земной коры) и соответствующее возрастание граничных скоростей определяются размещением положительных гравитирующих масс выше этих границ. Напротив, прогибание границ и уменьшение граничных скоростей указывают на относительное разуплотнение вещества выше этих границ.

Одной из фундаментальных проблем глубинной геологии, на решение которой направлено сверхглубокое бурение, является выяснение природы субгоризонтальных (пологих) сейсмических границ, отражающих, как принято считать, расслоенность земной коры.

Для западной части Кольского полуострова, где пробурена сверхглубокая скважина СГ-3, профильными глубинными сейсмозондированиями (ГСЗ) установлена характерная для континентов мощность земной коры, составляющая около 40 км. В пределах коры было выделено пять пологих сейсмических границ, разделенных примерно равными промежутками глубин (рис. 1, I—V), и намечено ее блоковое строение [2]. Непосредственно в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 (в пределах Печенгской структуры и ее обрамления) первая наиболее отчетливая пологая граница фиксируется сейсморазведкой (ГСЗ) на глубине 7—8 км; она характеризуется граничной скоростью продольных волн $V_r = 6,4—6,6$ км/с (см. рис. 1). Эту границу, отождествляемую с опорной сейсмической поверхностью Конрада, до бурения СГ-3 было принято увязывать с кровлей «базальтового» слоя [2, 5, 6, 8]. В регионе была установлена связь между величиной граничной скорости V_r и составом пород, обнажающихся вдоль профиля: под комплексами пород с более высокой плотностью границе отвечают более высокие значения V_r [2, 5]. Глубинные сейсмические границы располагаются на относительно больших глубинах («прогнуты») в тех участках профиля, где на большую глубину распространены мигматиты и гранитоиды (т. е. в областях «разуплотненных»), и на меньших («подняты») — там, где близ поверхности преобладают более плотные образования. В блоках со сравнительно однородным строением отмеченные особенности границ с глубиной не меняются, в блоках с неоднородным строением более глубинные границы имеют иной характер по сравнению с расположенными ближе к поверхности. Аналогичные закономерности характерны и для других регионов, что неоднократно отмечалось в литературе [1, 6, 14 и др.].

Более детальные данные, полученные по профилю, выполненному по методу отраженных обменных волн (МОВ) (рис. 2), свидетельствуют о наличии многочисленных полого располагающихся отражающих площадок, которые в районе Печенгской структуры начинают фиксироваться на глубинах 4,5—5 км; в районе преломляющей границы ГСЗ (7—8 км) они группируются, образуя зону сгущения, охватывающую

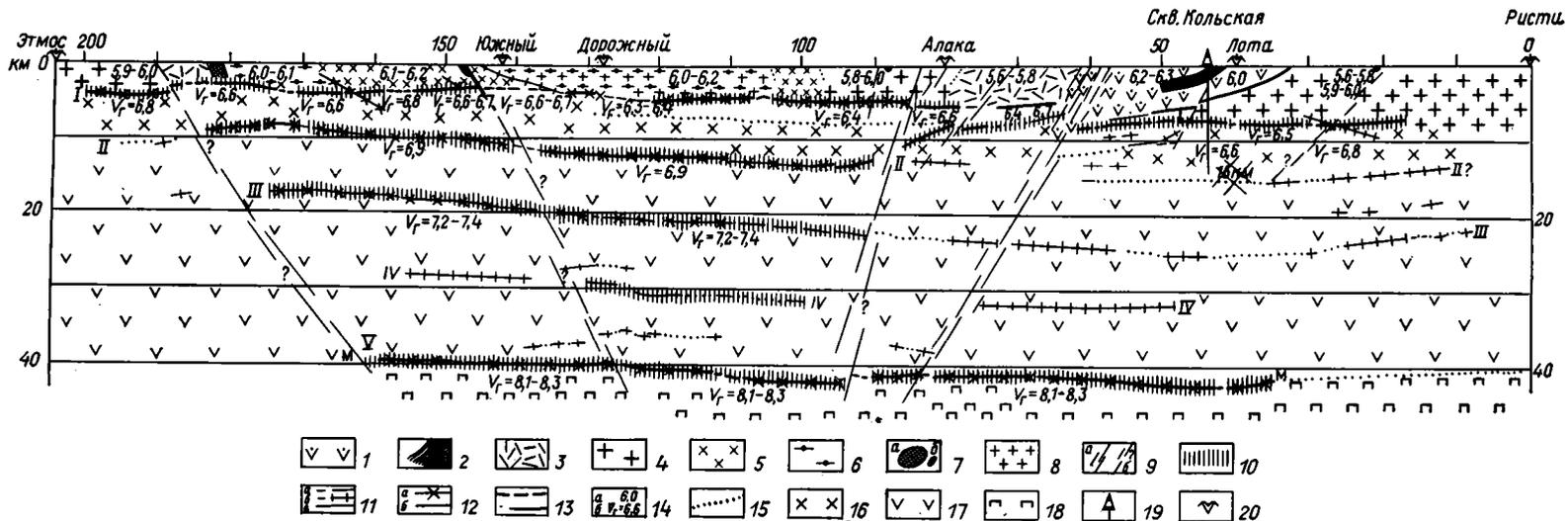
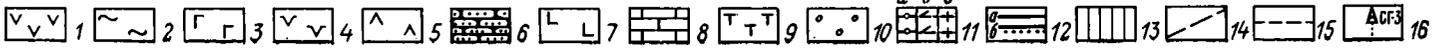
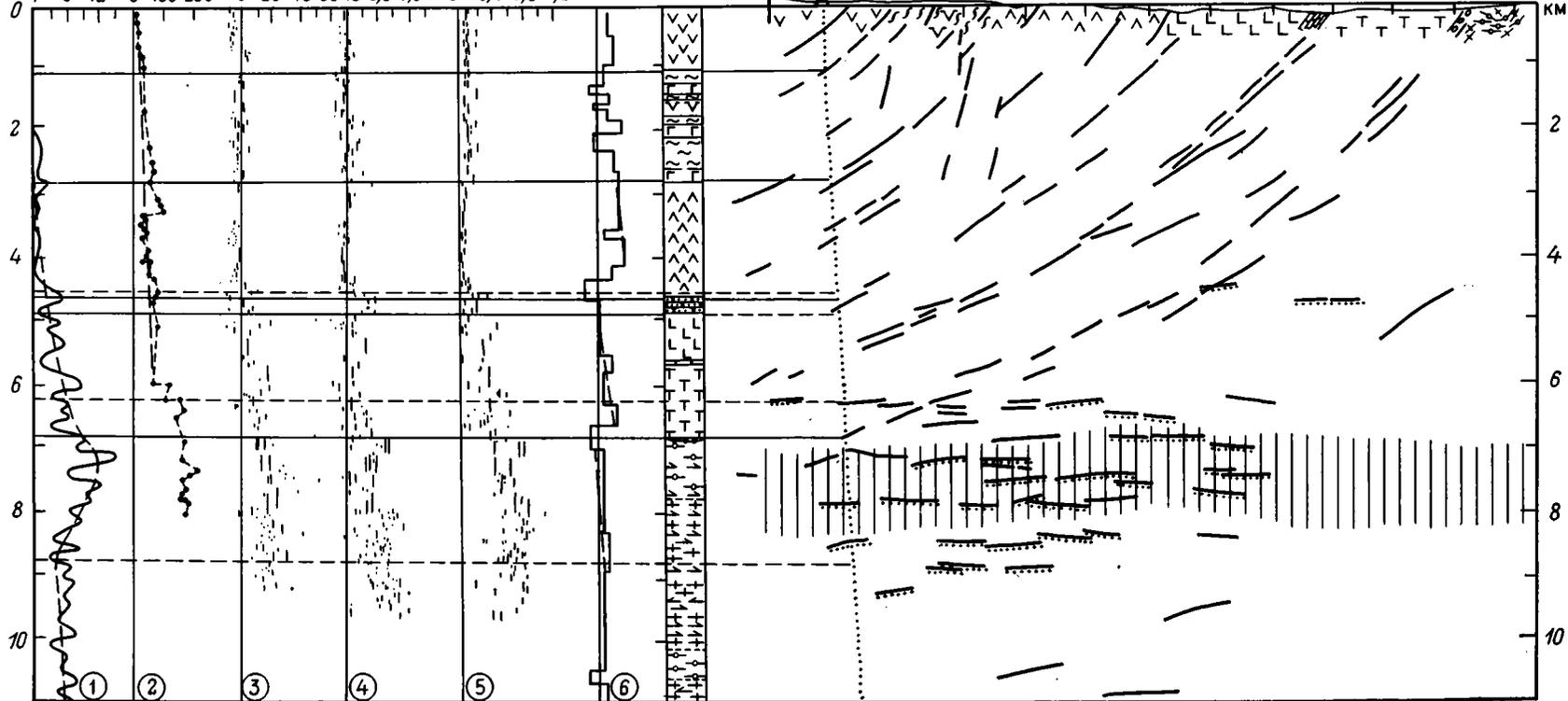


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю Печенга — Ловно (по И. В. Литвиненко [2, 6])

1 — печенгская осадочно-эффузивная серия (метадиабазы, туфиты, амфиболиты и др.); 2 — «продуктивная» толща печенгской серии (филлиты); 3 — тундровая серия (сланцы, сланцеватые амфиболиты, гнейсы); 4 — архейские гнейсы, гранитоидеисы, граниты; 5, 6 — лапландский комплекс: 5 — «основные гранулиты» (гиперстенновые диориты, двупроксеновые кристаллосланцы), 6 — «кислые гранулиты» (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы); 7 — интрузии: а — основных, б — ультраосновных пород; 8 — зоны мигматизации; 9 — тектонические нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые; 10 — интервал глубин залегания сейсмической границы с учетом точности построения; 11 — осредненное положение сейсмической границы: а — преломляющей, б — отражающей; 12 — опорные границы, соответствующие доминирующим волнам; а — надежные, б — менее надежные; 13 — участки границ, соответствующие характерным разрывам в корреляции; 14 — значения скорости, км/с: а — в верхней части разреза, б — граничной; 15 — положение сейсмических границ по неточным данным и в местах пропусков в наблюдениях; 16—18 — «слои» земной коры, характеризующиеся различными скоростями распространения упругих волн: 16—6,3—6,8 км/с (неоднородная верхняя часть «гранулитобазитового слоя»), 17 — 6,8—6,9 км/с (нижняя, по-видимому, более однородная часть гранулитобазитового слоя); 18 — 8,1—8,3 км/с (верхняя мантия — подкоровый слой); 19 — Кольская сверхглубокая скважина СГ-3; 20 — пункты взрыва. Римские цифры на схеме — см. текст

Объем скважины - P_z , МПа
 ны, м³/100 м. ствола $\Delta V_p / V_p$ сух
 Анизотропия, V_p
 Пористость, %
 V_p (ВСП)



интервал глубин 6—9 км [3, 7]. За пределами этой зоны расположение субгоризонтальных площадок более или менее равномерное.

Наблюдаемые на разрезах случаи прямого пересечения на глубине крутопадающих и пологих сейсмических границ указывают на наложенный характер последних [2, 7]. Эти соотношения наглядно демонстрируются детальным сейсмогеологическим разрезом по профилю МОВ, заверенным сверхглубокой скважиной (см. рис. 2).

Согласно данным ГСЗ, первая сверху субгоризонтальная граница, пересекающая основание разреза Печенгской структуры и подсеченная сверхглубокой скважиной, характеризуется пологим изгибом и обращена выпуклостью кверху; более глубинные границы обращены выпуклостью вниз, в том числе и граница Мохоровичича (М) [2, 6].

Впервые в истории геологических исследований СГ-3 пересекла предполагаемую границу Конрада и на 4—5 км углубилась в «базальтовый» слой, предоставив возможность выяснения физической природы субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры. Полученный в результате бурения уникальный материал обстоятельно анализируется, однако до сегодняшнего дня не получено достаточно корректного объяснения взаимосвязей геолого-геофизических особенностей разреза скважины с расположением пройденной скважиной пологой сейсмической границы и отражающих площадок. Известной определенностью характеризуются выводы отрицательного порядка: «...в сочетании с геофизическими данными геологические исследования скв. СГ-3 показали, что так называемая поверхность Конрада не может от более кислых пород к основным, ни резким фронтом метаморфизма или базификации пород, ни субгоризонтальными тектоническими зонами» [3, с. 257].

Не ставя перед собой задачу критического рассмотрения выдвинутых предположений [3], мы можем отметить, что они, как правило, приложимы лишь к ограниченному участку в районе бурения СГ-3. В частности, зональность метаморфических преобразований в пределах Печенгской структуры и ее обрамления характеризуется ограничениями, отчетливо концентрическими в плане; граница зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, которой придается особое значение как в концепции гидрогенного разуплотнения, так и в модели, рассматривающей сложнапряженное состояние земных недр в районе СГ-3, имеет «брахисинклинальную» форму и обнажается на поверхности в радиусе не более 15 км от места заложения скважины. Относительно низкоскоростные породы средней части разреза печенгского комплекса по СГ-3 (диабазы первого и второго покровов, для

Рис. 2. Сопоставление данных сейсморазведки, свойств и напряженного состояния горных пород по СГ-3

1—10 — раннепротерозойский печенгский комплекс: 1 — метадиабазы IV покрова, 2 — туфогенно-осадочная «продуктивная» толща — IV осадочный горизонт, 3 — интрузивы габбро-диабазов, 4 — интрузивы габбро-верлитов, 5 — метадиабазы III покрова, 6 — III осадочный горизонт, 7 — метадиабазы, метаандезиты II покрова, 8 — II осадочный горизонт, 9 — метаандезитобазальты I покрова, 10 — I осадочный горизонт; 11 — гнейсо-амфиболит-мigmatитовый архейский комплекс: а — гнейсы, б — амфиболиты, в — мигматиты и гранитоиды; 12 — отражающие элементы: а — наклонные, б — субгоризонтальные; 13 — интервал глубин залегания преломляющей границы с $V_r=6,5-6,6$ км/с с учетом точности построения по МОВ; 14 — осредненные линии физических параметров (цифры в кружках) — графики: 1 — объем скважины, м³/100 п. м. ствола, 2 — вертикальная составляющая тензора напряжений, МПа [3], 3 — приращение скорости

продольных волн при влагонасыщении образцов $\frac{\Delta V_p}{V_{p\text{сух}}} = \frac{V_p^{\text{вод}} - V_{p\text{сух}}}{V_{p\text{сух}}}$, %.

4 — анизотропия скорости продольных волн по образцам, 5 — открытая пористость по керну, %, 6 — скорость продольных волн по ВСП, 7 — скорость продольных волн вдоль профиля МОВ; 15 — границы зон, аномальных по напряженному состоянию; 16 — Кольская сверхглубокая скважина СГ-3

которых по керну установлен метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации) уверенно коррелируются с породами тех же покровов на поверхности, где их метаморфизм отвечает зеленосланцевой фации, однако скорости продольных волн V_p здесь также оказываются пониженными по сравнению с V_p перекрывающих диабазов (см. рис. 2, 6—7). Иными словами, пониженные скоростные характеристики свойственны породам этих покровов независимо от степени метаморфизма.

Сопоставление результатов исследования скоростных характеристик горных пород (по данным лабораторных исследований образцов керна методами акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП)) свидетельствует о практической независимости полученных значений пластовых и средних скоростей продольных волн до глубины 4,5 км от метода определения скоростных характеристик разреза. Напротив, оценки скоростей для пород более глубоких уровней, особенно для мигматитового комплекса фундамента Печенгской депрессии, полученные перечисленными методами, значительно различаются. Значения скоростей, измеренные в образцах, в том числе и при насыщении водой, не достигают значений скоростей по данным АК [3, с. 359] и особенно ВСП. Значения V_p , по данным ВСП, на 5—15% превышают значения по методу АК, что объясняется меньшим влиянием нарушенных пород, расположенных в непосредственной близости к скважине, на результаты ВСП.

Скорости по данным МОВ и ВСП на качественном уровне хорошо согласуются. Для нижней части разреза скважины СГ-3 устанавливается заметное возрастание V_p пород мигматитового фундамента по сравнению с их аналогами на поверхности. Приращение скорости достигает 0,3—0,4 км/с, что в целом согласуется с теоретическими оценками V_p на глубинах, где давление достигает 200—250 МПа. В отличие от пород печенгской серии, для которой корреляция интервалов по разрезу скважины СГ-3 с определенными свитами и пачками на поверхности проводится вполне надежно, скорости пород мигматитового комплекса фундамента могут быть сопоставлены только по средним значениям. В разрезе СГ-3 эти значения, по данным ВСП, составляют 6,1—6,2 км/с, на поверхности—5,8 км/с.

Глубина залегания пород практически не влияет на абсолютные значения плотности—заметного возрастания с глубиной плотности однотипных по составу пород не наблюдается.

Сопоставление плотности и упругости пород на разной глубине свидетельствует о том, что с глубиной зависимость упругости от плотности уменьшается (корреляционные графики скорость—плотность для образцов керна из нижней части разреза скважины СГ-3 значительно положе, чем для образцов аналогичных пород, отобранных на поверхности). Иными словами, в соответствии с результатами экспериментальных исследований, упругие свойства пород различного состава с глубиной выравниваются. Аналогичный вывод может быть получен из анализа результатов измерений упругих свойств образцов керна под давлением. Можно отметить, что наиболее чувствительны к изменению давления гранитогнейсы, а также другие породы со сланцеватой или гнейсовой текстурами. Приращение скорости V_p при увеличении давления до 200 МПа для этих образцов достигает 48—72%, тогда как для образцов массивных метаалевролитов и метадиабазов не превышает 3—5%.

Скорости, полученные методом ВСП для пород гнейсо-амфиболит-мигматитового фундамента Печенгской депрессии, практически не зависят от степени насыщенности разреза амфиболитами. Значения 6,1—6,2 км/с зафиксированы как на участках разреза, где содержание амфиболитов не превышает первых процентов, так и там, где образовано до 50% разреза.

Охарактеризованные зависимости позволяют предположить, что, начиная с некоторой глубины, фактором, определяющим изменение упругих свойств пород с глубиной,

становится напряженное состояние пород. Последнее, в свою очередь, изменяется в зависимости от нагрузки вышележащих толщ, температуры на соответствующей глубине, тектонических напряжений и других причин.

Оценка сложнонапряженного состояния земных недр представляет собой непростую задачу. Трудности аналитического ее решения определяются сложностью учета многообразных факторов, влияющих на состояние земных недр. Поэтому особый интерес представляют возможности непосредственной или хотя бы косвенной экспериментальной оценки напряженного состояния.

Попыткой прямой оценки являются проведенные при бурении СГ-3 натурные измерения вертикальной составляющей тензора напряжений P_z [3], которые, однако же, дают лишь частичную информацию о пространственном распределении сложнонапряженного состояния в пробуренном массиве.

Замеры P_z вдоль оси скважины показали неравномерность распределения напряжений с глубиной, наличие высокоградиентных участков («ступеней») и пиковых аномалий напряженного состояния горных пород (см. рис. 2, 2). Предполагается [3], что измерения P_z могут свидетельствовать о наличии в разрезе мощной (между 3 и 6 км) зоны разгрузки напряжений (до 40 МПа). Максимальные значения P_z выше 6,1 км не превышают 100 МПа. Ниже, при устойчиво высоком уровне напряжений, наблюдаются флуктуации от 150 до 250 МПа. Наиболее высокий пик зафиксирован на глубине 7,4 км. Относительно высокое поле напряжений на глубинах более 6,1 км изучено до глубины 8,0 км. Оно совпадает с зоной субгоризонтальных сейсмических площадок (по данным МОВ), верхняя граница которой также располагается на глубине 6,1 км (см. рис. 2).

Для косвенной характеристики напряженного состояния пробуренного массива могут быть использованы данные статистической обработки физических свойств образцов керна, фиксирующих явления декомпрессионного эффекта. Образцы пород (керна скважины) при выбурировании из массива, снятии напряжений давления и охлаждении при подъеме на поверхность испытывают необратимые изменения: в них возникают микродеформации, проявляющиеся в частичном нарушении контактов минеральных зерен, развитии микротрещиноватости (пористости) и возрастания анизотропии упругих свойств.

Была показана возможность использования в качестве характеристики напряженного состояния величины относительного приращения V_p при измерении скорости в водонасыщенных образцах:

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} = \frac{V_p^{\text{вод}} - V_p^{\text{сух}}}{V_p^{\text{сух}}} \cdot 100\%.$$

Величина этого параметра определяется интенсивностью микродеформаций пород, возникающих в результате декомпрессии.

Приращение скорости продольных волн при водонасыщении образцов не фиксируется до глубины 4,5 км, а затем возрастает до 33% для амфиболитов и 57% для гнейсовидных плагиогранитов в фундаменте Печенгской депрессии (см. рис. 2, 3). Максимальный эффект наблюдается в породах, обогащенных кварцем. На фоне общей тенденции к возрастанию отмечаются два наиболее отчетливых скачка: первый — в интервале 4,3—4,8 км, второй — ниже подошвы печенгской серии (7,0—7,4 км). Редкие маломощные зоны проявления аномального декомпрессионного эффекта (до 50 м) отмечаются на глубинах более 8 км.

С изменениями $\Delta V_p/V_p$ коррелируется связанная с декомпрессионным эффектом открытая пористость горных пород (см. рис. 2, 5). Отмечается скачкообразное увеличение общей пористости на глубине 4,5 км и открытой пористости — на глубинах 6,0 и 6,8—6,9 км. Изменяется и структура порового пространства: в породах верхней части раз-

реза преобладают изолированные поры, в нижней части — поровые каналы и микротрещиноватость.

Изменениями анизотропии упругих свойств фиксируются те же same рубежи (см. рис. 2, 4).

Рассмотрение кривых изменения перечисленных параметров позволяет сделать вывод о постепенно-скачкообразном изменении напряжений с глубиной (см. рис. 2). Фиксирующиеся градиентными зонами аномальные значения этих параметров в 2—5 раз превышают уровни, отвечающие их плавному возрастанию; наиболее четкие градиенты фиксируются на глубинах 4,5 и 6,0—6,8 км, практически совпадающих с глубиной появления первых субгоризонтальных сейсмических площадок и верхней части зоны их сгущения.

Чрезвычайно интересную информацию о сложноподвиженном состоянии горных пород в районе бурения СГ-3 можно получить из анализа некоторых технологических аспектов бурения, в частности характеристики по разрезу устойчивости околоствольного массива. К числу геологических факторов, от которых зависит устойчивость стенок скважины, «относятся прочность пород, их структура, особенности залегания, гравитационные и тектонические напряжения» [3, с. 379]. Гравитационные напряжения определяются весом вышележащих пород и характеризуются как вертикальной, так и горизонтальной компонентами, возникающими в плоскости, перпендикулярной действию активной силы. Тектонические напряжения в первом приближении обычно рассматриваются как горизонтальные. Известно, что эти напряжения нередко значительно превосходят гравитационные [12]. Соответственно суммарные напряжения могут существенно отличаться от расчетных или полученных в результате натурных измерений значений вертикальной составляющей тензора напряжений. Между тем, именно измерения суммарных напряжений по разрезу скважины представляют особый интерес. Учитывая, что при проходке скважины постоянно принимались меры к устранению или сведению к минимуму влияния технико-технологических факторов неустойчивости околоствольного массива, можно принять, что изменения формы ствола по разрезу (диаметр, объем) определяются преимущественно геологическими факторами.

Диаграмма, характеризующая изменения объема ствола скважины ($m^3/100$ п. м. ствола — по [3]) по разрезу СГ-3 (рис. 2, 1), позволяет с достаточной уверенностью выделить в интервале глубин 2000—11 500 м четыре интервала, границы которых достаточно близко совпадают с границами литологических комплексов, характеризующихся определенным набором пород, уровнем их метаморфизма и степенью расчленения: 2805—4500 м — актинолитизированные диабазы заполярной свиты; 4500—4884 м — амфиболовые и биотито-хлоритовые сланцы по туфам ультраосновного состава заполярной свиты, субвулканические андезитовые порфириды, доломиты и аркозовые песчаники лучломпольской свиты; 4884—6642 м — метадиабазы, диабазовые порфириды и биотито-амфиболо-плагиоклазовые сланцы по андезитобазальтам пиритявинской и маяринской свит с незначительными прослоями осадочных пород кувернерйюкской и телевинской свит; 8500 м и далее до забоя скважины — перемежающиеся биотитовые, биотито-амфиболовые и мусковито-биотитовые плагиогнейсы, в том числе с высокоглиноземистыми минералами, мигматиты и амфиболиты. Последний интервал в соответствии с литологией вскрытых скважиной пород следовало бы начинать с 6842 м. Однако с 7200 до 8500 м размеры ствола СГ-3 резко увеличены, причем границы этого явления не совпадают с границами литологических комплексов. В пределах трех из выделенных интервалов (кроме маломощного интервала 4500—4884 м) на фоне флуктуаций отмечается закономерное увеличение размеров ствола с глубиной — несомненное следствие возрастания вклада гравитационных нагрузок в сумму факторов, способствующих разрушению ствола скважины.

Для объяснения причин резкого расширения ствола в интервале 7200—8500 м неизбежно приходится привлекать в качестве нового фак-

тора дополнительные тектонические напряжения. Напомним, что именно этому интервалу отвечает пересечение скважиной зоны сгущения отражающих площадок, выявленных МОВ (см. рис. 2). В то же время названному интервалу отвечает и резкое изменение гидрогеологической и гидрохимической обстановки: «Ниже глубины 7050 м ...развиты высокоминерализованные хлоридные кальциевые и кальциево-натриевые воды, находящиеся под очень высоким давлением. ...судя по макрокомпонентному составу, до глубины 8,9 км они изменяются не существенно» [3, с. 244—245].

Примечательно, что на глубинах 6,8—7,0 км зафиксирована аномально высокая теплогенерация.

Таким образом, можно считать согласующимся с экспериментальным материалом предположение о связи пологих сейсмических границ в районе СГ-3 с особенностями современного напряженного состояния горных пород в земной коре.

В соответствии с этим, сейсмические границы могут быть связаны с неотектоническими и современными тектоническими процессами и обусловлены наличием субгоризонтальных зон зачаточного нарушения сплошности пород в виде сгущения мелкой трещиноватости, представляющей собой результат частичной хрупкой релаксации скальвающих субгоризонтальных напряжений. Связь их с зонами повышенных современных напряжений в этом случае свидетельствует о том, что и данный момент характеризуется действием сил, возобновляющих такие напряжения по мере их разрядки. Значительный (а в некоторых случаях, вероятно, решающий) вклад в формирование скальвающих напряжений вносится действием собственной массы пород. Уже на глубинах до 10 км они могут достигать величин, близких к пределу упругости горных пород [15].

В ряде работ отмечалось, что упругие свойства многих материалов зависят от типа напряженного состояния [9, 10 и др.]. В основном это характерно для упругих сред с микронарушениями. Приложение соответствующих теоретических моделей к проблеме возникновения пологих сейсмических границ позволяет объяснять появление в земной коре волноводов и отражающих границ в результате влияния напряженного состояния [11]. Таким образом, сейсмические границы могут быть связаны с полем современных напряжений, не релаксированных в породах. Распределение напряжений может оказывать непосредственное влияние на скоростные параметры среды вследствие зависимости упругих характеристик горных пород от величины и ориентировки напряжений. Наличие такой зависимости может обусловить существование в природе «фантомных» (т. е. появляющихся в определенный период и исчезающих) сейсмических границ, не имеющих вещественного выражения в геологической среде и реагирующих на изменение во времени поля напряжений. Эти границы принадлежат геологическому пространству определенной специализации: сейсмическому, скоростному, но не соотносятся просто и однозначно с границами, выделяемыми в пространствах других специализаций, как подчеркивал Ю. А. Косыгин [4].

Оба варианта объяснения связи напряженного состояния пород с возникновением сейсмических границ не являются взаимоисключающими. Они могут, по-видимому, существовать совместно, взаимно дополняя друг друга.

Обратимся к выводам.

1. Размещение субгоризонтальных отражающих площадок и зон их сгущения («границ»), выделяемых методами сейсморазведки в северо-восточной части Балтийского щита, по крайней мере в пределах земной коры не контролируется такими вещественными характеристиками коры, как валовый химический или минеральный состав горных пород, степень их метаморфизма, текстурно-структурные особенности. Этот вывод надежно подтверждается «выходом» границ пород, охарактеризованных любым из перечисленных признаков, на поверхность в районе бурения СГ-3 (т. е. границы областей распространения этих признаков весьма далеки от субгоризонтального положения).

Размещение тех же отражающих площадок и зон их сгущения не контролируется и изменениями фазового (минерального) состава в пределах толщ горных пород, по крайней мере по разрезу СГ-3, в том числе в районе сейсмической границы на глубине 7—8 км.

2. Напротив, положение площадок, зон их сгущения и границ этих зон, в том числе и предполагаемой границы Конрада на глубине порядка 7,5 км, отчетливо сопровождаются скачкообразными возрастаниями уровня напряженного состояния горных пород. Отсюда следует вывод о прямой связи размещения и, по-видимому, возникновения сейсмических отражающих площадок и границ с уровнем напряженного состояния вещества в толще земной коры (а может быть, и на больших глубинах).

3. Отражающие площадки следует связывать, таким образом, не с границами тех или иных пород, а с некоторыми реально существующими поверхностями в массиве однородных (в рамках рассматриваемого случая) горных пород. Такие поверхности, вероятно, могут фиксироваться поверхностями срывов, проскальзывания, зонами трещиноватости, вдоль которых происходит разрядка неотектонических и современных напряжений. Субгоризонтальное положение площадок свидетельствует в пользу существенной роли субгоризонтальных напряжений при формировании соответствующих зон и поверхностей. В то же время они, очевидно, могут особенно легко возникать в ослабленных участках пород, приспособляясь к субгоризонтальным участкам трещиноватости, зон расслабления и т. д.

4. Возрастание скоростных характеристик горных пород с глубиной (параллельно с возрастанием давления и температуры) происходит таким образом, что зависимость этих параметров от состава пород становится менее отчетливой и полностью или почти полностью исчезает. Значения этих параметров в наибольшей степени определяются условиями напряженного состояния (зависящего от нагрузки вышележащих пород, температуры и других факторов).

5. «Рельеф» отражающих границ и соответственно границ геофизических «слоев» земной коры определяется перечисленными выше факторами. В условиях конкретного региона и относительно равномерного теплового потока приближение границы к поверхности (равно как и возрастание при этом граничных скоростей) определяется в первую очередь размещением в верхней части коры (выше границы) положительных гравитирующих масс. Напротив, прогибание границ указывает на относительное «разуплотнение» вещества выше этих границ. Уменьшение давления нагрузки в этом случае сопровождается в целом и уменьшением граничных скоростей. Следовательно, рельеф сейсмических границ позволяет оценить расположение геологических тел различной плотности, а значит, и различного состава относительно этих границ. В районе СГ-3 это отвечает расположению плотных metabазитов печенгской серии в верхней части разреза (чему соответствует поднятие «границы Конрада» и возрастание граничных скоростей вдоль этой границы) и указывает на значительное распространение на глубину (порядка 7—10 км ниже уровня подошвы печенгской серии) разуплотненных пород, т. е. преимущественно гранитоидов и мигматитов (в соответствии с прогибом в этом районе границы Мохоровичича). Этот вывод согласуется с общегеологическими данными, свидетельствующими о размещении Печенгской депрессии в центральной части крупного сводообразного поднятия, образованного массовым всплыванием мигматит-гранитных куполов протерозойского возраста [13].

6. Заслуживают дальнейшего рассмотрения выдвинутые положения о вероятной роли субгоризонтальных напряжений в формировании субгоризонтальных сейсмических границ. Повсеместное развитие этих границ свидетельствует о столь же повсеместном распространении субгоризонтальных скальвающих напряжений, существование которых предполагается многими исследователями на основании различных данных. Фактически, наличие субгоризонтальных границ, с учетом пред-

лагаемой их интерпретации, можно рассматривать как прямое подтверждение существования таких напряжений.

7. Расшифровка природы субгоризонтальных геофизических границ в результате бурения СГ-3 открывает широкие возможности дальнейшего изучения земных недр геофизическими методами, позволяет, обращаясь с новых позиций к переинтерпретации накопленного материала, высказать несколько практических рекомендаций по изучению глубинного строения земной коры.

Данные ГСЗ позволяют качественно оценить современное напряженное состояние земных недр (по соотношению особенностей «рельефа» пологих сейсмических границ). Знание этого состояния, имеющего опосредствованные связи с вещественным составом земной коры, совместно с данными гравirazведки дает возможность охарактеризовать геологическое строение верхней части земной коры. В частности, представляет интерес выделение блоков с различными сейсмическими эффектами и их характеристика в зависимости от поведения сейсмических границ разных уровней глубинности. По-видимому, при анализе сейсмических границ возможна также оценка геостатического равновесия выделенных структурных элементов.

Глубинные построения, при которых сейсмические «слои» рассматриваются как вещественно индивидуализированные геологические объекты, не всегда оправданы. В особенности это касается ограничений по глубине (5—8 км) гравитационно-активных масс в сложнорасположенных комплексах субгоризонтальными или пологими сейсмическими границами.

Принимая во внимание, что гравитирующие массы в большей мере определяются составом пород, чем термодинамическими условиями земных недр, при построении глубинных геологических разрезов таких комплексов предпочтение должно быть отдано данным гравirazведки.

Отсутствие однозначной корреляционной связи между плотностями и упругими свойствами пород, выравнивание скоростных параметров пород с глубиной вне зависимости от их вещественного состава (и плотности) исключают возможность при подборе плотностных моделей глубинных разрезов использовать скоростные характеристики пород, полученные при ГСЗ и МОВ.

8. Вместе с тем для уточнения и детализации полученных выводов необходимо выполнение специальных исследований, прежде всего проведение прямых определений полного тензора напряжений в сверхглубокой скважине, а также исследование анизотропии сейсмических скоростей на различных глубинах в районе сверхглубокого бурения.

Литература

1. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 279 с.
2. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
3. Кольская сверхглубокая//Ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
4. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 336 с.
5. *Литвиненко И. В.* Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря//Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 90—95.
6. *Литвиненко И. В.* Сейсмические границы земной коры Балтийского щита//Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 151—155.
7. *Литвиненко И. В.* Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита//27-й Межд. геол. конгресс. Секция С. 08. Доклады. Геофизика. Т. 8. М.: Наука, 1984. С. 9—20.
8. *Литвиненко И. В., Ленина И. С.* Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры//Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 139—147.
9. *Ломакин Е. В.* Определяющие соотношения механики разномодульных тел. Препринт № 159. М.: Ин-т проблем механики АН СССР. 1980. 63 с.
10. *Ломакин Е. В., Работнов Ю. Н.* Соотношения теории упругости для изотропного разномодульного тела//Изв. АН СССР. Механика твердого тела. 1978. № 6. С. 29—34.

11. *Ляховский В. А., Мясников В. П.* О поведении упругой среды с микронарушениями// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 10. С. 71—75.
12. *Марков Г. А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 90 с.
13. *Миц М. В., Колпаков Н. И.* Перспективы поисков медно-никелевых руд с учетом новых данных о строении Печенгской структуры//Разведка и охрана недр. 1984. № 10. С. 23—24.
14. *Моисеенко Ф. С.* Основы глубинной геологии. Л.: Наука, 1981. 278 с.
15. *Николаевский В. П.* Земная кора, дилатансия и землетрясения//Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133—202.

ПГО «Аэрогеология»,
Кольская ГРЭ сверхглубокого
бурения

Поступила в редакцию
16.V.1986

УДК 551.243.12(6+53)

КАЗЬМИН В. Г., ЗОНЕНШАЙН Л. П., САВОСТИН Л. А.,
ВЕРЖБИЦКАЯ А. И.**КИНЕМАТИКА АФРИКАНО-АРАВИЙСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ**

Уточненные параметры, характеризующие мгновенную кинетику в системе Африканской, Аравийской, Сомалийской и Синайской плит, а также Данакильской микроплиты, получены с использованием новых данных по структуре Эфиопского рифта, Афара и осевого трога Красного моря. С учетом неизменности в характере относительных перемещений трех главных плит (Африка, Аравия, Сомали) за последние 10 млн. лет выполнены реконструкции на 5 и 10 млн. лет. Анализ геологической истории Эфиопского рифта и Афара позволяет утверждать, что крупные раздвижения в их пределах начались только 10 млн. лет назад, а до этого существовала система из двух плит: Африканской и Аравийской, между которыми раскрывались Красноморский и Аденский рифты. Рассчитаны параметры конечного вращения и выполнена реконструкция начального положения литосферных плит для времени 22 млн. лет назад. Установлено, что на ранней стадии раздвижения (ранее 10 млн. лет) относительные перемещения плит были небольшими и сопровождалась образованием континентальных рифтов, подобных современным в Восточной Африке. Спрединг начался лишь после примерно двукратного растяжения континентальной литосферы в пределах рифтов. В Восточной Африке граница литосферных плит находится в процессе становления, полного обособления плит еще не произошло, по-видимому, происходит внутриплитовая деформация.

С тех пор как были сформулированы основные принципы тектоники литосферных плит [11], неоднократно делались попытки проанализировать кинематику раскрытия рифтов Красноморского региона. Обычно здесь выделяют три большие плиты — Африканскую, Аравийскую и Сомалийскую и две малые — Данакильскую и Синайскую. Взаимодействие этих плит определяет раскрытие Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов, а также смещения по зоне Левантинских разломов (рис. 1).

МакКензи с соавторами [16] получили полюса раскрытия Красного моря и Аденского залива путем совмещения береговых линий и изобат 500 фатомов соответственно. Предполагалось, таким образом, что обе рифтовые зоны целиком подстилаются океанической корой, что кажется маловероятным. Более сложное решение предложено в работе Ле Пешона и Франшето [12], показавших, что кинематика раскрытия северной и южной частей Красного моря различна: в первом случае раскрытие идет между Африкой и Аравией с полюсом, совпадающим с полюсом Мак-Кензи и др. [16], во втором — между Аравией и Данакильской микроплитой с полюсом, расположенным к юго-востоку от Баб-эль-Мандебского пролива. Граница между северной и южной частями Красноморского рифта проходит между 19 и 20° с. ш. Эти же авторы определили полюс относительного движения Синая и Аравии, приняв сдвиги в системе Левантинских разломов за малые круги (трансформные разломы), описанные из этого полюса. Полученные параметры конечных вращений показали, что «полное закрытие» Красного моря и Аденского залива невозможно и значительная часть этих рифтов должна подстилаться утоненной континентальной корой.

Недостатком этих и других имеющихся решений является отсутствие данных по Эфиопскому рифту, вследствие чего параметры движения по границе Африки и Сомали определялись автоматически по «закрыванию» движений в системе Африка/Аравия — Аравия/Сомали — Сомали/Африка. Последнее приводило к неопределенности в определении полюса для пары плит Африка/Сомали.

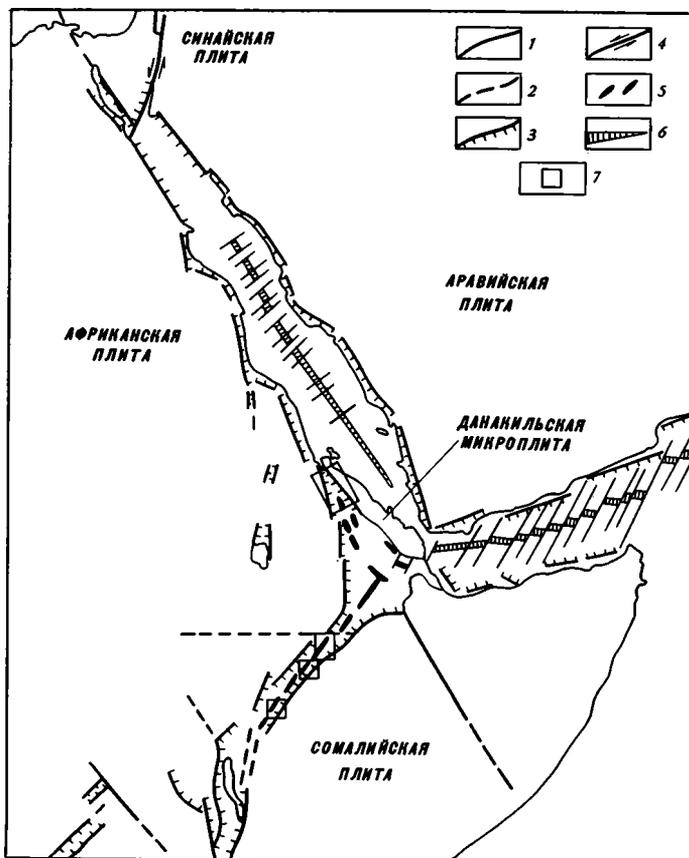


Рис. 1. Тектоническая схема Африкано-Аравийской рифтовой системы
 1, 2 — разломы: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые; 3 — сбросы; 4 — сдвиги; 5 — осевые зоны Афара и Эфиопского рифта; 6 — осевые грабены; 7 — участки замеров трещин

В настоящее время существует целый ряд геологических данных, не учитывавшихся в прошлых исследованиях, но накладывающих существенные ограничения на возможные решения. В предлагаемой работе делается попытка максимально учесть сведения по геологии Афара и Эфиопского рифта, а также данные по строению осевой зоны Красного моря.

МГНОВЕННАЯ КИНЕМАТИКА

Эфиопский рифт. Для определения полюса раскрытия Эфиопского рифта использованы данные по простиранию трещин растяжения в осевой зоне (пояс Вончжи — [18]). Эти активные трещины являются частую магмоподводящими и ориентированы косо по отношению к геометрической оси рифта. Вертикальные смещения невелики, многие трещины зияющие. В первом приближении можно считать, что трещины ориентированы перпендикулярно главному растягивающему напряжению и, таким образом, совпадают с Эйлеровыми меридианами. Замеры простирания трещин выполнены на трех участках — в северной, центральной и южной частях Эфиопского рифта (см. рис. 1). При этом использовались: геологическая карта листа Назрет [19] и геологическая карта Эфиопского рифта [9] (рис. 2). Всего выполнено 266 замеров. Построение гистограмм позволило выделить наиболее распространенные направления, которые использовались для определения полюса (рис. 3, а — в).

Для двух точек в Эфиопском рифте были приблизительно оценены линейные скорости раздвижения (табл. 1). По соотношению мощностей

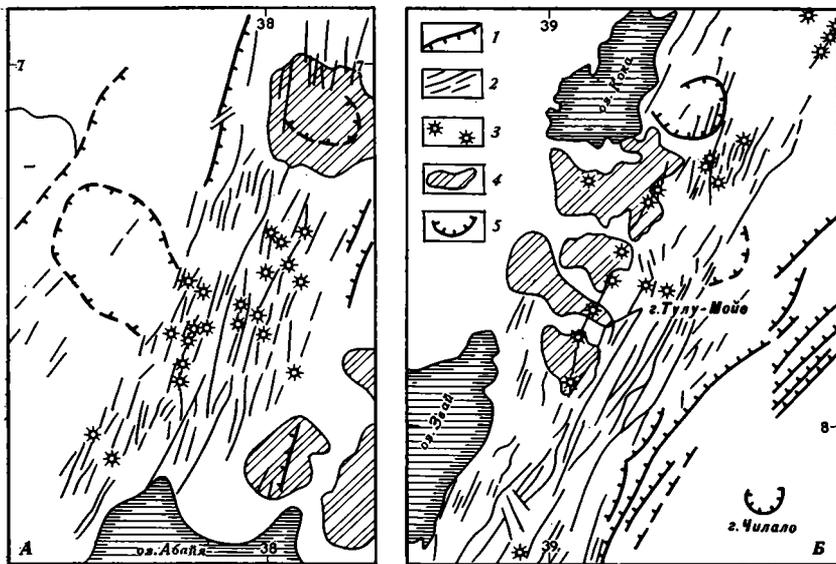


Рис. 2. Участки замеров трещин в Эфиопском рифте: А — район оз. Абайя, Б — район оз. Звай
 1 — сбросы; 2 — трещины осевой зоны; 3 — базальтовые конусы; 4 — пантеллеритовые вулканы; 5 — кальдера

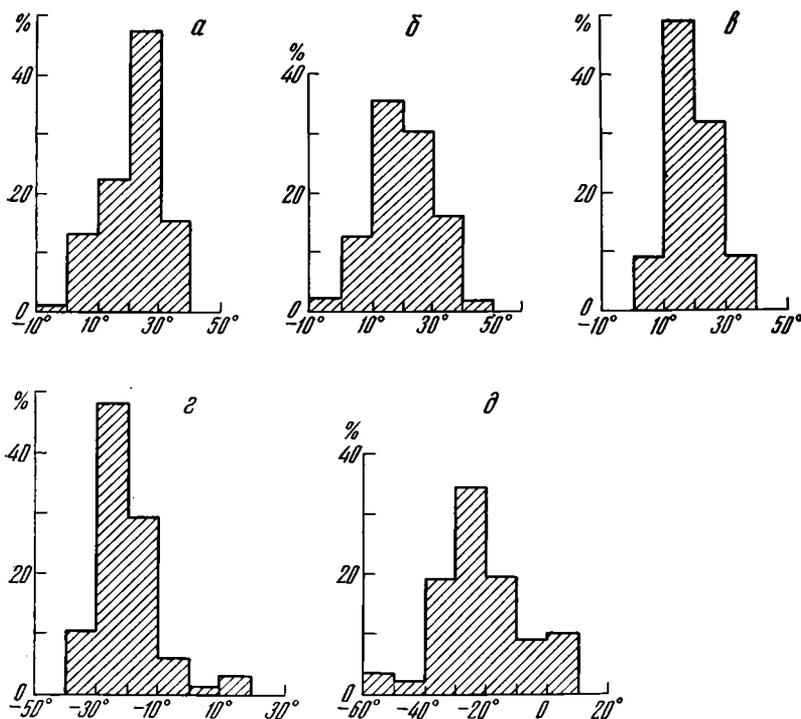


Рис. 3. Гистограмма частоты встречаемости трещин различного направления: а, б, в — в осевой зоне Эфиопского рифта (а — северная часть, 84 замера; б — центральная часть, 117 замеров); в, г — в Данакильской депрессии (в — северная часть, 84 замера; г — южная часть, 258 замеров)

коры на Эфиопском плато m_0 и в рифте m [15] была определена степень растяжения коры β . Принимая (с упрощением), что утонение происходило равномерно по всей ширине рифта, можно, зная его современную ширину L , рассчитать начальную ширину l , равную L/β , и затем вычислить величину общего раздвижения Δl . Для того чтобы перейти к

Таблица 1

Точка	Координаты		$\beta = \frac{m_0}{m}$	L	l	Δl	V_l , см/г	β из уравнения $S = z(1 - 1/\beta)$
	с. ш., град	в. д., град						
1	9,8	40,8	$\frac{40}{26} = 1,54$	105	67,5	37,5	0,37	1,55 ($h_l = 125$ км)
2	8,55	39,18	$\frac{40}{28} = 1,43$	80	46	34	0,34	1,70 ($h_l = 150$ км)

Таблица 2

Азимуты трансформных разломов на хр. Шеба

Точка	С. ш., град	В. д., град	Азимут, град	Источник
1	12,1	44,9	31,5	[6]
2	12,2	45,65	28,5	[6]
3	12,18	46,2	35,0	[6]
4	12,45	47,15	32,5	[6]
5	12,55	47,75	33,0	[6]
6	13,41	50,32	35,0	[6]
7	14,7	52,1	27,0	[6]
8	14,72	54,55	21,0	[6]
9	14,78	55,62	23,0	[6]
10	13,92	56,95	25,0	[6]
11	13,12	57,60	24,5	[6]
12	14,00	51,70	30,0	[6]
Линейные скорости на границе Аравия — Сомали, см/год				
1	14,4	56,5	2,8	[17]
2	12,22	46,5	1,95	[17]

Таблица 3

Линейные скорости раздвижения в южной части Красного моря

Точка	С. ш., град	В. д., град	Линейная скорость, см/год
1	19,00	39,50	1,67
2	18,20	39,93	1,57
3	17,50	40,30	1,48
4	16,90	40,80	1,39
5	15,90	41,50	1,29

линейным скоростям V_l , нужно знать время заложения рифта. Последнее произошло примерно 15 млн. лет назад, но существенные раздвижения начались лишь 10 млн. лет назад [10]. Раздвижение происходило кратковременными импульсами, каждый из которых не может быть оценен самостоятельно. Целесообразно поэтому отнести полную величину раздвижения к 10 млн. лет, условно считая раздвижение равномерным.

В какой-то мере этот упрощенный расчет можно подкрепить, используя зависимость погружения S от фактора утонения β : $S = Z(1 - 1/\beta)$, где Z — коэффициент, зависящий от мощности литосферы h_l , плотности мантии и коры и ряда других параметров [13]. Близ точки 1 величина погружения S в Эфиопском рифте составляет примерно 1,5 км. При мощности литосферы (h_l) 125 км и значении $Z = 4,205$ величина β оказывается равной 1,55.

Афар. Для определения мгновенного полюса раскрытия Афара (пара плит Данакиль — Африка) выполнены замеры трещин растяжения в осевой зоне Данакильской депрессии (см. рис. 1). Для этого исполь-

зовались геологическая карта Северного Афара, масштаб 1:500 000 [5], и космоснимки со спутника LANDSAT. Всего было выполнено 322 замера. Замеры обрабатывались по той же методике, что и в Эфиопском рифте (см. рис. 3, з, д).

Аденский рифт. Мгновенные параметры вращения для пары плит Аравия—Сомали определены по азимутам простираения трансформных разломов в осевой части хр. Шеба [6] и линейным скоростям в двух точках [17] (табл. 2).

Северная часть Красного моря (Африка—Аравия). Как показали Ле Пишон и Франшето [12], южная и северная части осевого трога Красного моря отличаются одна от другой. К северу от 20° с. ш. осевой трог имеет коленчатое строение, широко распространены поперечные нарушения (трансформные разломы?). Южнее осевой трог построен более просто, трансформные разломы редки, хорошо выражены линейные магнитные аномалии, позволяющие построить изохроны до 4, возможно 5 млн. лет [1, 20].

Для определения полюса раскрытия северной части Красного моря замеры азимуты трещин растяжения и трансформных разломов в 12 точках. Замеры выполнены по карте (рис. 4), составленной на основании данных Красноморской экспедиции Института океанологии АН СССР [1], и дешифрирования изображений, полученных с помощью сонара бокового обзора «Глория» [4].

Южная часть Красного моря (Данакиль—Аравия). Для определения полюса раскрытия южной части Красного моря замеры азимуты простираения трещин растяжения в осевой зоне и азимуты нескольких трансформных разломов (см. рис. 4), всего в 37 точках. Кроме того, по имеющимся изохронам [1, 20] в пяти точках рассчитаны линейные скорости (табл. 3).

Таким образом, относительные перемещения ансамбля четырех плит: Аравийской, Сомалийской, Африканской и Данакильской — были охарактеризованы значениями линейных скоростей и азимутов смещений на пяти границах; между Аравийской и Сомалийской, Аравийской и Данакильской, Африканской и Сомалийской, Африканской и Данакильской, Африканской и Аравийской плитами. Всего использовалось девять значений линейных скоростей и 262 значения азимутов смещений.

На первом этапе были определены «индивидуальные» полюса и угловые скорости вращения для каждой пары плит. При взаимной увязке относительных перемещений всех плит региона была получена совокупность векторов относительной угловой скорости вращения (ω), полностью описывающих взаимные относительные перемещения плит региона (табл. 4).

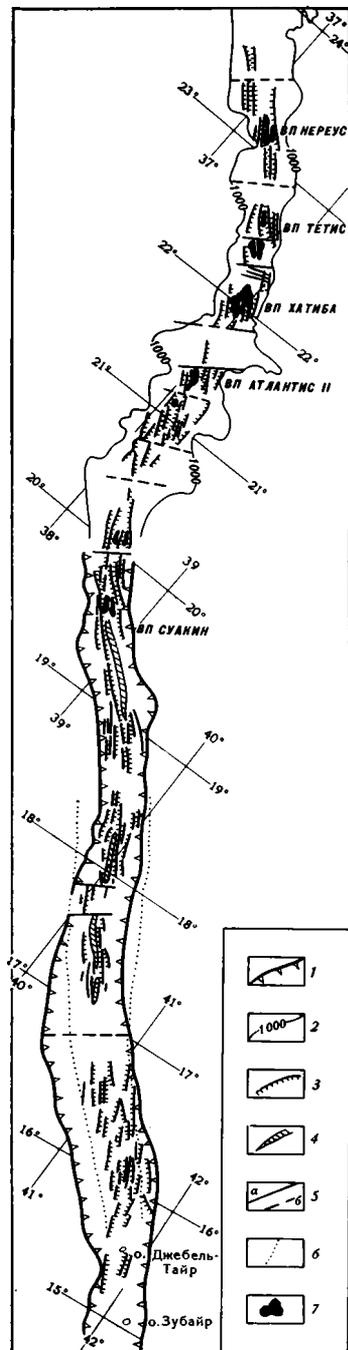


Рис. 4. Строение осевого трога Красного моря

1 — бортовые уступы; 2 — изобата 1000 м; 3 — сбросы и трещины в осевом трого; 4 — вулканическая зона; 5 — трансформные разломы: а — дорастопные, б — предполагаемые; 6 — изохрона 2 млн. лет; 7 — впадины с рассолами

Таблица 4

Плиты	Параметры мгновенного вращения			Параметры конечного вращения								
	полюс			0—5 млн. лет			0—10 млн. лет			0—22 (?) млн. лет		
	с. ш.	в. д.	ω , 10^{-7} град/г	полюс		угол поворо- та, град.	полюс		угол поворо- та, град	полюс		угол поворо- та, град
				с. ш.	в. д.		с. ш.	в. д.		с. ш.	в. д.	
Аравия/Африка *	33,47	24,54	+4,2	33,47	24,54	-2,1	33,47	24,57	-4,2	33,47	21,25	-4,71
Аравия/Сомали	27,37	24,26	+4,4	27,37	24,26	-2,2	27,37	24,26	-4,4	28,3	21,3	-4,9
Аравия/Данакиль	5,59	47,27	-5,6	5,59	47,27	+3,67	9,8	45,6	+11,23	8,8	47,6	+10,9
Данакиль/Африка	17,8	38,52	9,36	15,92	39,94	-5,52	15,92	39,94	-15,01	—	—	—
Сомали/Африка	-35,52	21,81	-0,5	-35,52	21,81	+0,25	-35,52	21,81	+0,5	—	—	—
Синай/Аравия **	32,5	-4,4	-1,15	32,5	-4,4	+0,57	32,5	-4,4	+1,15	32,5	-4,4	+1,7
Синай/Африка	32,29	34,55	3,17	32,29	34,55	-1,58	32,29	34,55	-3,17	—	—	—
Данакиль/Сомали	15,44	37,8	9,65	14,94	39,37	-5,66	14,42	39,64	-15,3	—	—	—

* Знак «-» означает, что первая плита движется относительно второй по часовой стрелке, знак «+» — против часовой стрелки,

** По [12].

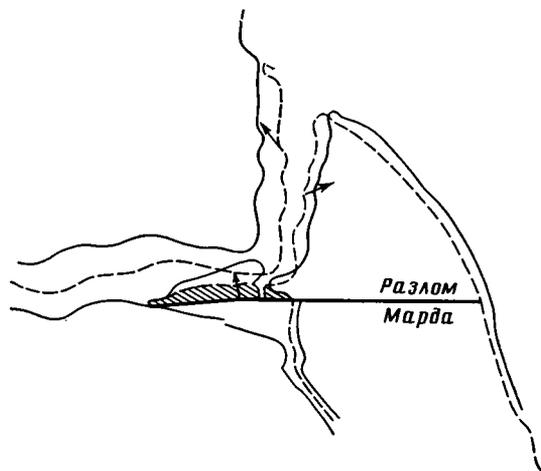


Рис. 5. Реконструкция начального положения Данакильской микроплиты (начальное положение — заштрихованный контур, стрелки — направление перемещения литосферных плит)

Полюс относительного движения Синай/Аравия взят из работы Ле Пишона и Франшето [12]. Согласно этим авторам, угол поворота для данной пары плит, найденный методом проб и ошибок, равен $1,7^\circ$, а угловая скорость — $1,74 \cdot 10^{-7}$ град/год. Ниже мы приведем расчет угла поворота для этих плит на время с 10 по 22 млн. лет. Этот угол равен $0,55^\circ$. Следовательно, на 10 млн. лет угол поворота был $1,15^\circ$, а угловая скорость в период 0—10 млн. лет равна $1,15 \cdot 10^{-7}$ град/год.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НА 5 И 10 МЛН. ЛЕТ

Ле Пишон и Франшето [12] показали, что кинематика раскрытия Красного моря и Аденоского залива не менялась на протяжении всей истории этих рифтовых зон. По нашим расчетам (см. ниже), это справедливо лишь для последних 10 млн. лет, в течение которых геометрия раскрытия сохранялась неизменной.

Для расчета конечных вращений на 5 и 10 млн. лет важное значение имеют следующие ограничения. 1. В южной части Красного моря (пара плит Аравия/Данакиль) достоверно известны изохроны океанической коры с возрастом 4, а вероятно, и 5 млн. лет [1, 20]. Величина раздвиг за 5 млн. лет на 17° с. ш. составляет 82 км, чем определяется угол поворота Аравии относительно Данакиля за этот период. Угол поворота и полюс для пары Данакиль/Африка при этом вычисляется автоматически по замыканию для трех пар плит: Данакиль/Африка, Африка/Аравия и Аравия/Данакиль. 2. Для определения параметров конечного вращения Данакиля относительно Африки следует учитывать два обстоятельства. Во-первых, геологические данные свидетельствуют о более «молодом» в сравнении с Красным морем возрасте Афара и Эфиопского рифта. Обособление этих рифтов как тектонических депрессий началось не ранее 15 млн. лет, а бортовые сбросовые уступы образовались не ранее 10 млн. лет назад. [10]. Можно считать, что существенного растяжения ранее 10 млн. лет не было, о чем свидетельствует отсутствие крупных сбросов. Во-вторых, мы считаем, что зона разломов Марда продолжалась в пределы Афара. Она ограничивала с запада блок Айша, а следовательно, и блок Данакиля, составлявший до начала раздвиг единое целое с блоком Айша (рис. 5). При этом условии южный конец Данакиля не может быть перемещен на реконструкции больше чем на 145 км по часовой стрелке. Этим определяется угол поворота конечного вращения Данакиля на 10 млн. лет. Полюс и угол поворота для пары плит Аравия/Данакиль для конечного вращения (0—10 млн. лет) опре-

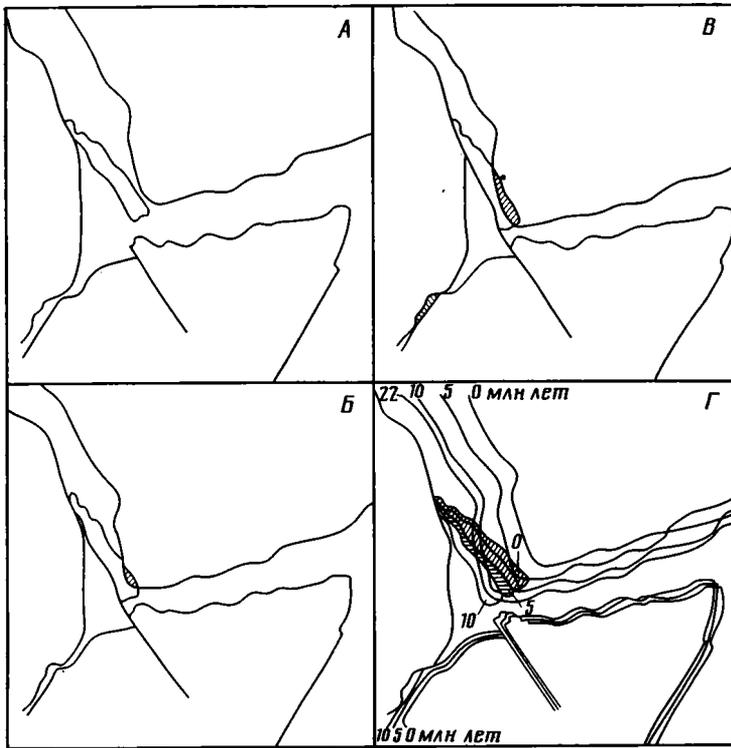


Рис. 6. Реконструкции на: А — 5, Б — 10, В — 22 (37?) млн. лет назад; Г — общая схема движения литосферных плит

деляется автоматически по замыканию в уже упоминавшейся системе из трех пар плит.

Параметры конечных вращений на 5 и 10 млн. лет, определенные с учетом упомянутых ограничений, приведены в табл. 4, соответствующие реконструкции — на рис. 6, А, Б.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НА 22 (37?) МЛН. ЛЕТ (НАЧАЛО РАСКРЫТИЯ)

Первые признаки растяжения в Красноморском и Аденском рифтах относятся к раннему олигоцену [3, 14], более значительная фаза рифтогенеза — к раннему миоцену.

Для определения параметров вращения в период 10—22 (37?) млн. лет важны следующие условия.

1. Раздвижение в Афаре и Эфиопском рифте в это время практически отсутствовало, поэтому Сомалийская плита составляла с Африканской единое целое.

2. Раздвижения в Суэцком рифте были незначительными, во всяком случае намного меньшими, чем в Красном море. В первом приближении можно считать, что раскрытие Красного моря и Аденского залива происходило на этом этапе за счет вращения двух плит — Африки и Аравии. Полюс вращения Африки относительно Аравии в этом случае должен совпасть с полюсом Синай/Аравия ($32,5^\circ$ с. ш. — $4,4^\circ$ в. д.), определенным Ле Пишоном и Франшето [12]. Высказанное предположение можно проверить, сравнив азимуты древних трансформных разломов в Аденском заливе (уступы северо-восточного простирания на Аравийском склоне) с теоретическими азимутами из предполагаемого полюса. Как видно из табл. 5, совпадение вполне удовлетворительное.

Расчет угла поворота для пары плит Африка/Аравия выполнен следующим образом. Максимальное приближение южного конца Данакиля (12° с. ш., 43° в. д.) к Африке 145 км. Если в пределах Данакиля и Бабель-Мандебского пролива не происходило утонения коры, то Аравия так

Точка	С. ш., град	В. д., град	Азимут, град	Азимут из полюса Синай/Аравия [12]	Разность
1	13,45	47,5	31,0	31,17	-0,17
2	14,0	48,92	33,5	30,57	2,94
3	15,5	52,46	35,5	29,19	6,31
4	15,0	52,40	26,5	29,51	-3,01
5	17,0	55,44	30,6	28,14	1,87
6	17,0	55,55	29,0	28,13	0,87

же может быть приближена на 145 км. Данные ГСЗ [15] показывают, что мощность коры в южной части Данакиля (13,5 км) в 3 раза меньше, чем мощность неутоненной континентальной коры на Эфиопском плато. Если считать, что полоса коры между западным флангом Данакиля и бортом рифта на юге Аравийского полуострова (170 км) растянута в 3 раза, то Аравия должна быть приближена к Африке на конечной реконструкции на $145 + 112 = 257$ км. Зная параметры вращения Африки/Аравии на 10 млн. лет, можно определить смещение выступа Аравии за этот период. В выбранной точке оно равно 212 км. Следовательно, за период 10—22 (37?) млн. лет смещение составляет 45 км, что соответствует углу поворота $0,55^\circ$ из полюса с координатами $32,5^\circ$ с. ш., $4,4^\circ$ в. д. [12].

С учетом приведенных данных получены параметры конечных вращений (см. табл. 2), построена реконструкция на 22 (37?) млн. лет (см. рис. 6, В), а также общая схема движений плит (см. рис. 6, Г).

Полученные реконструкции подтверждают представления французских исследователей о том, что полное или почти полное «закрытие» Красного моря и Аденского залива невозможно. На 17° с. ш. начальная ширина Красноморского рифта составляет около 94 км, а ширина новообразованной коры (за 5 млн. лет) 82 км. При общей ширине рифта в этом сечении 308 км находим, что до разрыва кора была растянута на 126 км, т. е. в 2,26 раза. Уже не раз отмечалось, что близкое к двукратному растяжение континентальной коры, по-видимому, предельно.

Другой важный вывод заключается в том, что на ранней стадии рифтогенеза (37—10 млн. лет) раздвижение было очень небольшим (45 км в южном конце Красноморского рифта). При таком масштабе раздвига мало вероятно, чтобы в Красном море или в Аденском заливе в олигоцене или раннем миоцене шел спрединг, как это предполагали некоторые исследователи [8]. Скорее здесь существовали континентальные рифты, подобные Восточно-Африканскому, для которых характерно растяжение порядка первых десятков километров. Интерпретация Гердлера и Стайлза [8] основана на идентификации слабо выраженных линейных магнитных аномалий в краевых частях Красного моря и Аденского залива. Очевидно, эти аномалии не спредингового происхождения, а связаны с роями даек, внедрившихся в континентальную литосферу при ее растяжении и растрескивании. Подобные рои и линейные зоны даек хорошо известны в докембрии Аравийско-Нубийского щита близ бортов Красноморского рифта.

Интересно также в свете полученных данных рассмотреть кинематику Восточно-Африканской рифтовой системы. Можно, в частности, проверить простую модель, согласно которой ее раскрытие осуществляется вращением только одной пары плит — Африканской и Сомалийской [2] (рис. 7). В этом случае теоретические азимуты, рассчитанные из полюса Эфиопского рифта, должны быть близки направлению предполагаемых трансформных разломов. На самом деле полученные азимуты находятся под углом 20 — 25° к линиям разломов. Если такое направление движения может быть принято для трансформной зоны Танганьика — Ньяса с ее большой раздвиговой составляющей, то оно неприемлемо для другой гипотетической трансформной зоны — Асвы, вдоль которой признаки растяжения отсутствуют. Вообще эта зона является асейсмичной, что

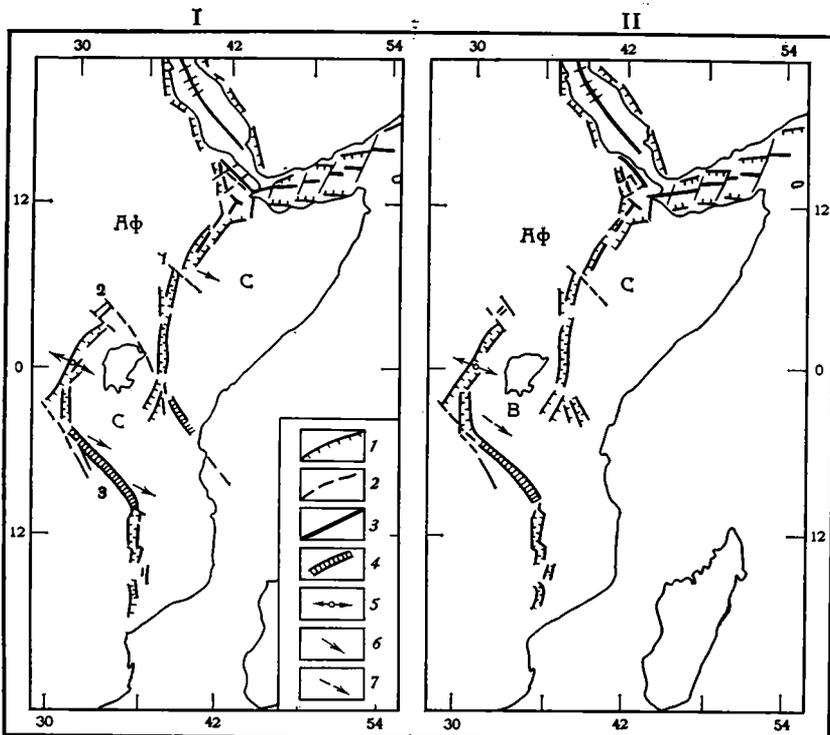


Рис. 7. Кинематические схемы Восточно-Африканской рифтовой системы: I — система из двух плит, II — система из трех плит
 1 — рифтовые разломы; 2 — трансформные разломы (ТР); 3 — осевые зоны; 4 — раздвижки в зонах ТР; 5 — ориентировка главных растягивающих напряжений в очаге землетрясения [7]; 6 — теоретические азимуты из мгновенного полюса раскрытия Эфиопского рифта; 7 — направление вращения микроплиты Виктория. Литосферные плиты: С — Сомалийская, Аф — Африканская; В — Виктория. Трансформные зоны: 1 — между Эфиопским и Кенийским рифтами, 2 — Асва, 3 — Танганьика — Ньяса

заставляет сомневаться в ее существовании. Геологические данные (возраст вулканитов) говорят о разрастании Западного рифта в северном направлении. В таком случае его раскрытие может быть связано с вращением блока Виктория против часовой стрелки. Восточный рифт (Эфиопский, Кенийский рифты) разрастается с севера на юг, о чем, в частности, свидетельствует омоложение структуры в этом направлении и концентрация землетрясений на южном конце Кенийского рифта (т. е. на конце продвигающейся трещины). Границы литосферных плит находятся в Восточной Африке в процессе становления, полного обособления плит еще не произошло, раскрытие рифтовых зон должно сопровождаться внутриплитовой деформацией, природа которой остается неизученной.

Литература

1. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш. // Геотектоника. 1981. № 2. С. 3—22.
2. Казьмин В. Г. Особенности геодинамического развития Африкано-Аравийской рифтовой системы // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 132—140.
3. Azzaroli A. On the evolution of the Gulf of Aden // Proc. 23d. Intern. Geol. Congr. Praha, 1968. V. 1. P. 125—134.
4. Baker H., Lange K., Richter H. Morphology of the Red Sea central graben between Subair Islands and Abdul Kizaan // Geol. Jb. 1975. D. 13. P. 79—123.
5. CNR-CNRS (Afar team). Geology of the northern Afar (Ephiofia) // Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam. 1973. V. 15. P. 443—490.
6. Cochran J. R. Pre-seafloor spreading development of the Gulf of Aden // Oceanologica Acta. Colloque 3 (Geol. Cont. margins). 1981. Suppl. to V. 4. P. 155—165.
7. Fairhead J. D., Girdler R. W. The seismicity of the East African Rift System // Tectonophysics. 1972. V. 15. № 1—2. P. 115—122.

8. Girdler R. W., Styles P. Sea floor spreading in the western Gulf of Aden//Nature. 1978. V. 271. P. 615—617.
9. Kazmin V., Seifemichael Berhe, Walsh J. Geological map of the Ephiopian Rift and explanatory note//Addis-Ababa; Eth. Inst. Geol. Surv., 1981. 25 p.
10. Kazmin V., Seifemichael Berhe, Nicoletti M., Petrucciani C. Evolution of the northern part of the Ephiopian Rift// Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System. Zanettin B. ed. Roma, 1980. P. 93—107.
11. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift//J. Geophys. Res. 1968. V. 73. № 12. P. 3661—3697.
12. Le Pichon X., Francheteau J. A plate- tectonic analysis of the Red Sea — Gulf of Aden area//Tectonophysics. 1978. V. 46. P. 369—406.
13. Le Pichon X., Sibuet J.-C. Passive margins: a model of formation//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B5. P. 3708—3720.
14. Lowell J. D., Genik G. J. Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red Sea//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. V. 56. P. 247—259.
15. Makris J., Menzel H., Zimmermann L., Gouin P. Gravity field and crustal structure of north Ephiopia//Afar Depression of Ephiopia/Eds. Pilger A., Rösler A. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlag, 1975. P. 135—144.
16. McKenzie D. P., Davies D., Molnar P. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa// Nature. 1970. V. 226. P. 243—248.
17. Minster J. B., Jordan T. H. Present-day plate motions//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 5331—5355.
18. Mohr P. A. The Ephiopian Rift System//Bull. Geophys. Obs. Addis-Ababa, 1967. № 11. P. 1—65.
19. Nazret. Geological map, scale 1 : 250000. Compiled by Seifemichael Berhe, supervised by V. Kazmin. Addis-Ababa, 1978.
20. Roeser H. A. A detailed magnetic survey of the southern Red Sea//Geol. Jb. 1975. D. 13. P. 1—153.

Институт океанологии АН СССР

Поступила в редакцию
10.VII.1985

УДК 552.331.1 + 551.734 (5)

ЛЕОНТЬЕВ А. Н.

**ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ**

Рассмотрены: обособленные изометричные концентрические области гранитообразования, достигающие 600—1400 км в поперечнике (ИО), и непрерывные трансструктурные линейные пояса деструкции и смешанного магматизма свыше 3000 км длиной (ЛП). Каждая полициклическая ИО связывается со своим стационарным источником инициальных литофильных веществ («плюмом»), обусловливающим общность и повторную регенерацию древней блочной мозаики, а ЛП — с переменными и разнородными источниками в иррегулярных сдвиго-надвиговых зонах, возникавших как отклик на глобальные напряжения. Намечены признаки сложения и смещения двух основных эндогенных режимов — гранитоидного и базальтоидного.

Тектонисты и петрологи нередко считают гранитообразование побочным результатом тектонических движений, базальтоидного магматизма и плавления первично-осадочных пород. С этим трудно согласиться. Гранитоидный состав древнейших (3,8—3,3 млрд. лет) датированных пород Земли и наложенный характер раннеархейских (3,5—3,0 млрд. лет) зеленокаменных поясов указывают на, вероятно, сиалический состав первичной земной коры и на магматическое мантийное происхождение первогранитов, известных как «серые гнейсы» [18, 23, 24]. Петрохимический тип последних повторялся в дальнейшем, поэтому надо принимать во внимание, что при приращении земной коры континентального типа даже и в фанерозое возможно повторение подобных же процессов. На независимость кислого магматизма от базитового и от местных условий прежде всего указывают факты магматической геологии, на которые нам уже приходилось ранее ссылаться [11]. Более того, о прямом, возможно, инспирирующем участии гранитоидного магматизма в тектогенезе свидетельствуют следующие явления: а) существующая в корнях щитов и крупных орогенных поднятий маркируемая гранитоидами развитая магматогенная инфраструктура; б) чрезвычайно большие (до нескольких тысяч километров) размеры ареалов одноактного кислого магматизма, указывающие на дальное действие эндогенных процессов и большие объемы одновременно извергаемого кислого магматического вещества (десятки и сотни тысяч кубических километров); подчинение крупнейших систем гранитно-батолитовых, риолитовых и андезитовых поясов (например, вокруг Тихого океана [25] или внутри Евразии) единому ритму развития; в) тесная согласованность гранитообразования с явлениями метаморфизма, складчатости, шарьяжных перекрытий, роста гор, переотложения обломочного материала и стабилизации структур; г) геодинамическая обусловленность гранитообразования, на что может указывать междублочный и вокругблочный характер размещения гранитоидных цепочек, их оперяющие, эшелонированные и вихревые в плане ансамбли.

Статья посвящена гранитоидным сообществам, которые, с одной стороны, занимают достаточно крупные области, чтобы представлять интерес для сравнения с областями определенного тектонического режима, и, с другой — обладают признаками структурности, которая может быть обусловлена разными причинами. Мы основываемся на материалах изучения пространственно-временных закономерностей магматизма в Центрально-Азиатском глыбово-складчатом поясе в позднем палеозое — начале мезозоя, т. е. в период окончательного оформления структуры палеозоид и массового гранитообразования [3, 5—7, 10, 13]. Идея статьи

ДВЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ВЕТВИ ГРАНИТОИДОВ, ИХ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Ранее [13] автор показал, что возрастные ряды палеозойских гранитоидов Восточного Казахстана и Алтая характеризуются многоритмовым строением, причем в зависимости от структурной позиции эти ряды могут быть и очень сложными, и относительно простыми. Проведенный анализ позволил выделить в непосредственно наблюдаемых сложных полиритмовых магматических рядах некоторых плутонов два субсинхронных относительно независимых генетических ряда или ветви — нормально- и повышенно-щелочных гранитоидов. Наиболее важным признаком их самостоятельности является то, что им свойственны отдельные ареалы с различающейся морфологией (изометричные и поясовые соответственно), обусловленные их связью либо с унаследованными древними синклинальными массивами в основании каледонско-герцинской геосинклинальной области, либо с наложенными линейными подвижными поясами средне- и позднепалеозойского возраста (рис. 2).

Полициклический магматизм с безусловным преобладанием гранитоидов нормальной щелочности характерен для внутренних районов Алтая, Казахстана, Западного Саяна, Хангая, Хэнтея. Существенный результат анализа состоит в установлении однотипной периодизации магматизма в этих районах, характеризующихся островным изолированным положением, мозаично-блоковым строением фундамента и существенно терригенным составом палеозойского складчатого чехла [13] (рис. 3). В них установлены родственные формации и серии однородного петрографического состава, близкие по возрасту. К их числу, очевидно, относятся завершающие позднеорогенные гранит-лейкогранитовые серии пермского возраста, которые мы далее рассмотрим более подробно. Достаточно надежно коррелируются раннекаменноугольные габбро-плагиогранитовые серии, сформировавшиеся на этапе общей инверсии геосинклинального режима. Принципиально сходны между собой тоналит-плагиогранитовые серии, образовавшиеся в Северном Казахстане и Алтае-Саянской области в кембрии и ордовике.

Коррелируемые гранитоидные семейства Алтая, Хангая и др. относятся к нормальному типу, обладают умеренной или низкой щелочностью, гомодромной направленностью развития и отсутствием связи с вулканизмом. На примере наиболее развитых пермских серий (см. рис. 1, 3) видно, что это тип последовательный, полноразвитый, завершённый, с высокой ролью ультракислых гранитов, щелочноземельный, натрий-калиевый. Для него характерны высокие содержания литофильных элементов и воды, высокая окисленность флюида, редкометалльная специализация поздних лейкогранитов. Эталонный возрастной ряд рассматриваемой далее алтайской пермской серии первоначально установлен в Калба-Нарымской зоне, где он включает: гранодиориты — граниты калбинского типа («а»), граниты — адамеллиты байчабулакского типа («б»), калиевые мезограниты, редко гранодиориты и граносиениты дунгалинского типа («в»), калиевые граниты монастырского типа («г»), лейкограниты, редкометалльные пегматиты («д»). Автор в 1969 г. подробно обосновал, что стандартный тип пермских калиевых гранитов, распространенных на всем Алтае, аналогичен гранитам «г». Найдены также корреляты других формаций данной серии. В частности, в 1954—1956 годах на Синьцзянском Алтае был выделен чингильский комплекс крупнозернистых и грубопорфировидных гранитов — гранодиоритов, а в 1982—1983 годах аналоги его (датированные [3, 5] как позднедевонские — раннекаменноугольные) прослежены на территории МНР и сопоставлены с послераннекаменноугольными гранитами юстыдского комплекса Горного Алтая. На основании всех этих наблюдений представляется возможным объединение всех трех перечисленных групп интрузивов с мезогранитами дунгалинского типа («в»).

Особую группу составляют поздние крупнозернистые лейкограниты и аляскиты (см. рис. 1). Для внутренних районов Алтая и Калбы они

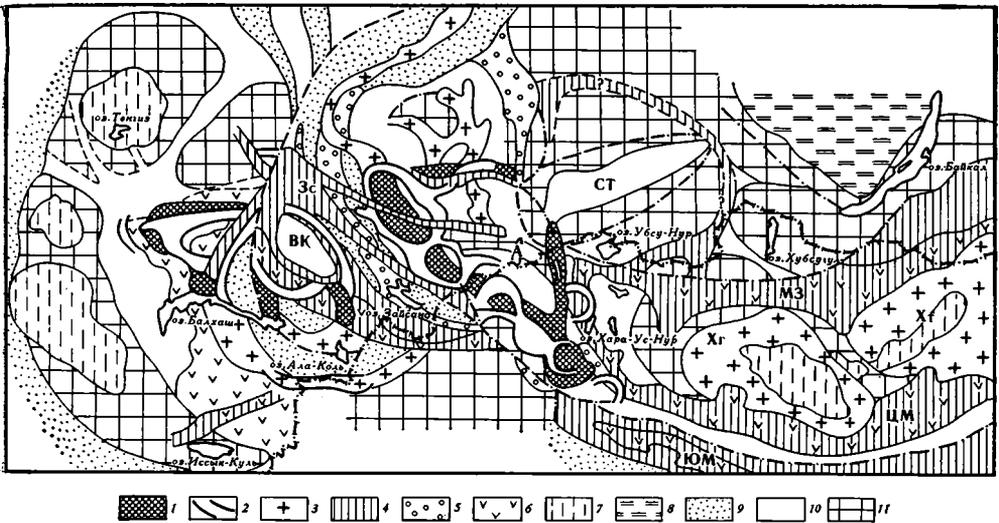


Рис. 2. Позднепалеозойская магματοгенная структура Центрально-Азиатского глыбово-складчатого пояса

1—3 — гранодиорит-лейкогранитовые ассоциации нормальной щелочности: 1 — ранние мезократовые, C_1 — P_1 , 2 — поздние лейкократовые, P — T_1 , 3 — нерасчлененные; 4 — габбро-монзонит-сиенит-гранитовые ассоциации повышенной щелочности, C_2 — T_1 ; 5—8 — образования позднепалеозойского чехла: 5 — молассовые, 6 — вулканогенные молассовые, 7 — парагеосинклинальные и параплатформенные, 8 — платформенные; 9, 10 — геосинклинальные складчатые образования: 9 — герцинские, 10 — каледонские; 11 — известные и предполагаемые древние сиалические массивы в фундаменте палеозойд. Буквы на схеме: магмаотивные в палеозое изометричные глыбово-складчатые области: А — Алтайская, ВК — Восточно-Казахстанская, СТ — Саяно-Тувинская, Хг — Хангайская, Хт — Хантейская; позднепалеозойские линейные пояса магматизма: Зс — Зайсанский, ЮМ — Южно-Монгольский, ЦМ — Центрально-Монгольский, МЗ — Монголо-Забайкальский

мало характерны, однако в Западной Монголии распространены значительно. Автор относит к ним предположительно лейкограниты баяннурского типа и группу самостоятельных аляскитовых интрузивов в Кобдинской зоне, представленных продуктами двух-трех фаз внедрения, прорывающих весь возрастной ряд порфировидных гранитов типов «в» и «г». Группа редкометалльных гранитов и пегматитов «д» может быть и моложе, и древнее аляскитов, так как в основном располагается в совершенно другой зоне, чем они.

Контрастирующий с первым тип пермских и триасовых (?) магматических ассоциаций повышенной щелочности свойствен складчатым зонам, отделяющим Казахстан от Алтая, Алтай от Хангая. Здесь встречаются вулканогенные породы, щелочные габброиды, монзониты, гранодиориты, граносиениты, граниты, щелочные граниты. Это прерывистый тип, представленный рядом укороченных контрастных вулканоплутонических серий с относительно высокой ролью базитов, повышено щелочной, калий-натриевый. Породам свойственны высокие содержания редких земель (в том числе иттриевой группы), циркония и ниобия, низкое содержание воды и высокая восстановленность флюида. В отличие от нормальных по щелочности гранитоидов они приурочены главным образом к сильно удлиненным трансрегиональным линейным поясам. В позднепалеозое они группировались в пределах Зайсано-Южно-Монгольского, Центрально-Монгольского и Монголо-Забайкальского подвижных поясов, главным образом вокруг Чингизского, Монгольско-Алтайского, Саяно-Тувинского и Хангайского мегаблоков, лишь местами проникая в их внутренние части.

На территории Зайсанского мегасинклинория щелочные гранитоиды изучали П. В. Ермолов и другие исследователи [6, 13]. Там наблюдается следующий ряд ассоциаций: а) вулканыты и габброиды с повышенным содержанием щелочей; б) вулканыты, граносиениты, гранодиориты, гра-

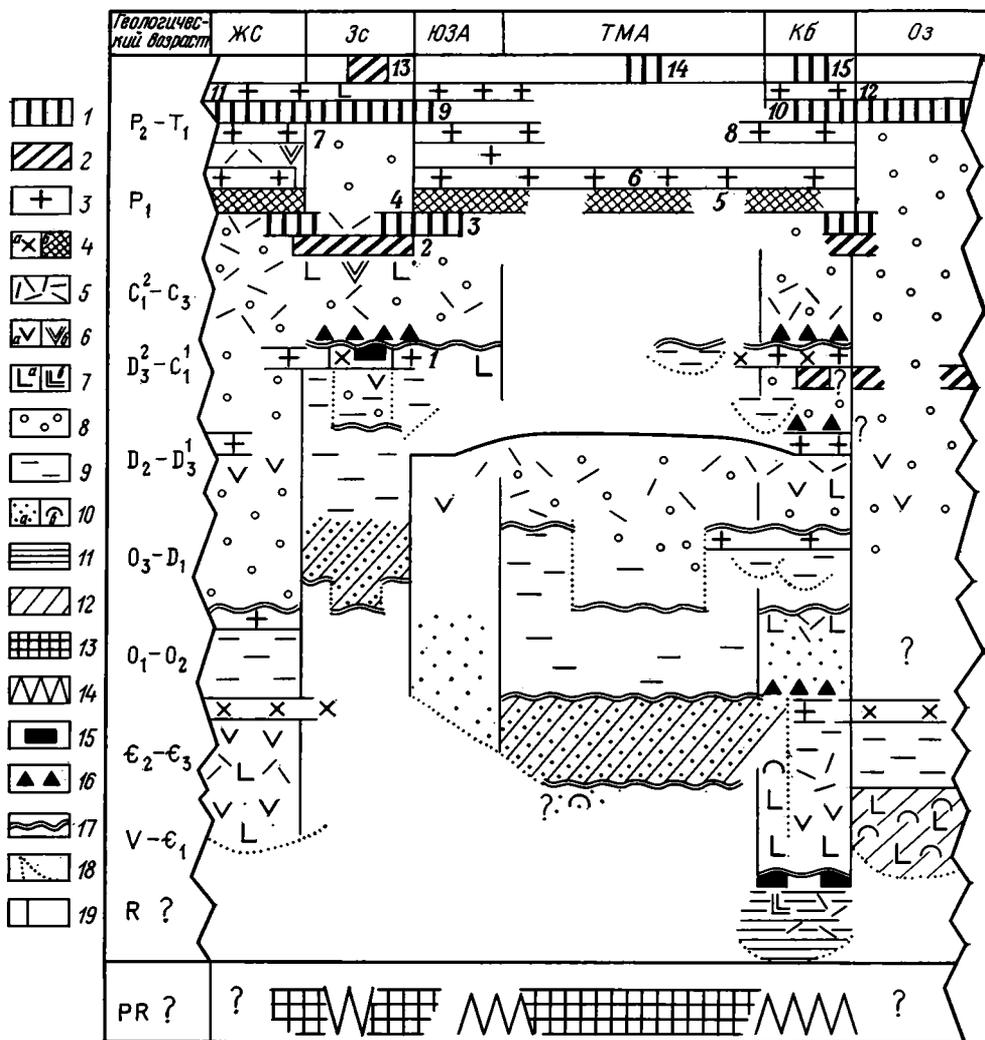


Рис. 3. Идеализированные ряды формаций магмоактивных блоков Алтая и Восточного Казахстана

1—4 — гранитоидные формации: 1 — щелочно-салические, 2 — щелочно-базитовые, 3 — лейкократовые гранитовые, 4 — мезократовые гранитоидные: а — тоналит-плагногранитовые, б — гранодиорит-гранитовые; 5—7 — вулканогенные формации: 5 — липарито-дацитовые, 6 — липаритодацит-андезитовые: а — нормально-щелочные, б — субщелочные; 7 — базальтоидные: а — нормально-щелочные, б — субщелочные; 8—11 — осадочные формации: 8 — молассовые, 9 — карбонатно-вулканогенно-терригенные, пестроцветные, 10 — флишодные (а) и кремнистые (б), 11 — вулканогенно-терригенные черносланцевые; 12 — осевые ортогеосинклинальные прогибы; 13, 14 — фундамент палеозоид: 13 — гнейсо-гранитовый, 14 — гнейсо-амфиболитовый; 15 — протрузивные тела гипербазины; 16 — серпентинитовый меланж; 17 — структурные несогласия; 18 — вероятные границы бассейнов осадконакопления; 19 — границы блоков, тектонические уступы. Цифры на схеме — интрузивные комплексы и их аналоги: 1 — сауруский, прииртышский, 2 — аргимбайский, максутский, 3 — тастауский, сержихинский, 4 — калбинский, дунгалинский, малоульбинский, 5 — чингильский (юстыдский?), 6 — монастырско-алтайский, 7 — акжайляуский (раннеакчатауский), 8 — баяннурский, 9 — керегетас-эспинский, кандыгатайский-I, 10 — халдзаңский, шибейнгольский, 11 — кандыгатайский-II (позднеакчатауский), 12 — баянуданский, 13 — семейтауский, 14 — шибеликский, 15 — нефелин-сенитовый

ниты; в) щелочные граносиениты и граниты; г) щелочные сиениты и граниты; д) щелочные гранит-порфиры и граниты; е) щелочные аляски-ты. Несколько оторвана от этой последовательности наиболее поздняя (T_1), семейтауская вулканоплутоническая ассоциация щелочных базальтов, трахитов, липаритов, монцонитов и лейкогранитов, формирование которой непосредственно предшествовало мезозойскому обрушению и

наступлению плитного режима в северной части территории. Сходные ряды установлены нами в Западной Монголии.

Примечательная особенность многих интрузивных узлов в обоих бортах Зайсанского мегасинклинория и вдоль восточного края Алтая — их полигенность. Перечисленные формации представлены в них выборочно, но, кроме них и ритмически перемежаясь с ними в конкретном возрастном ряду, присутствуют описанные выше пермские гранитоиды нормальной щелочности, типичные для Казахской и Алтайской ИО [13]. Например, в Кобдинской зоне, по новым данным, сиениты нордмаркитового типа и субщелочные граниты заключены в возрастной вилке между пермскими двуполевошпатовыми калиевыми гранитами и пермотриасовыми аляскитами; моложе последних трубки взрыва, нефелиновые, щелочные и редкометалльные агпайтовые сиениты со своими дайками. В нескольких полигенных интрузивах Жарма-Саурской и Барунхурайской зон сиениты, щелочные граниты и гранит-порфиры эпизодически вклиниваются в нормальную гомодромную последовательность гранитоидов щелочноземельного ряда и могут рассматриваться как чужеродные. Очевидны различия и временные паузы между сближенными интрузиями обоих выделяемых формационных рядов, которые нельзя объяснить фациальной изменчивостью одних и тех же магм. Предшествовавшие каждому из этих рядов базитовые комплексы близки им по возрасту, соответствуют по уровню щелочности и расположены в том же ареале. Следовательно, речь должна идти о противоположении в целом двух полиритмовых габбро-гранитоидных рядов с включением в один из них (повышенно щелочной) еще и вулканических комагматов.

ИНФРАСТРУКТУРА ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

На рис. 1 и 2 суммированы материалы о магмагенной структуре Алтая и Прибалхашья. В пределах единого орогена обозначены блоки древнего фундамента, зоны, глубоко прогибавшиеся в каледонском и герцинском циклах, и огибающие Алтай зоны орогенных впадин каменноугольно-пермского и триасово-юрского возраста, в числе которых Кузнецкая, Панкрушихинская, Турсумбайско-Воронцовская, Кендерлыкская, Уленгурская, Тонхильская, Харауснурская и другие, более мелкие впадины. Плитный комплекс, которым в мезозое и кайнозое была перекрыта большая часть Барнаульского блока [21], на этих схемах снят.

Исходный факт, на котором основывается дальнейшее построение, состоит в существовании интрузивных цепочек, образующих дуги большого радиуса и замкнутые в плане концентрические системы достаточно устойчивого размера (600—1400 км). На рис. 1 изображены две таких системы, а на рис. 2 — не менее пяти. Как уже отмечалось, мы называем их изометричными магмоактивными областями (ИО), придя к выводу [11], что они формировались длительно и направленно в течение нескольких геологических периодов и что их компактная замкнутая форма обусловлена единством питавших их магматических источников и мозаично-блоковой структуры фундамента. Первоначально обращалось внимание на составляющие ИО отдельные кольцевые и полукольцевые ареалы гранит-лейкогранитовых комплексов, достигающие 250—350 км в поперечнике. Допускалось, что в каждом из них магмопроводники могли расходиться из одного фокального центра, находящегося в основании жесткого блока, огибая его края. Ориентировочно глубина фокальных центров оценивалась в 100—200 км, что соответствовало основанию литосферы и шло вразрез с принятыми моделями гранитообразования.

В настоящее время насчитывается не менее восьми кольцевых и полукольцевых ареалов в хорошо обнаженной срединной части Алтая, образованных породами одной и той же гранодиорит-гранит-лейкогранитовой серии пермского возраста. Скопления интрузивов этой серии изменяют форму с северо-запада на юго-восток — простые симметричные кольцевые контуры на Юго-Западном и Южном Алтае (см. рис. 1, 1, 2)

сменяются сложным, с овальными кулисами в истоках рек Кобдо, Бухтармы и Бурчума (см. рис. 1, 3) и далее концентрическими узлами — Аральским и Булганским (см. рис. 1, 4, 5). Структурная позиция их различна (см. рис. 3): 1 и 2 оконтуривают герцинский внешний наложенный геосинклинальный прогиб в юго-западной краевой части ИО, вероятно, подчеркивая древние структурные связи фундамента Рудного Алтая и Калбы, Терехтинского, Иртышского и Кальджирского докембрийских выступов Горного, Южного Алтая и Нарыма; 3, 4 и 5 находятся в древнем ядре Монгольско-Алтайского мегантиклинория в осевой части ИО. Все перечисленные (наиболее завершенные и крупные) концентрические ареалы пермских гранитов симметричны, причем на эту их особенность никак не влияет положение в резко анизотропной среде на границе байкальско-каледонского массива и герцинской складчатой зоны. Симметричное расположение редкометалльных гидротермалитовых зон относительно осевого пегматитового пояса в этих районах было показано нами ранее в монографиях 1964 и 1969 гг.

Несколько особую позицию занимают крайние северная и восточная интрузивные цепочки (см. рис. 1). Они не замкнуты, как бы оборваны и лучами сходятся к Шапшальскому выступу докембрия в месте срезания структур Горного Алтая надвинутыми на них структурами Западного Саяна. Именно здесь указанные цепочки резко дискордантны к ранне- и среднепалеозойским складчатым зонам — Бийско-Катунской, Ануйско-Цаганурской, Кобдинской. Первая из этих цепочек примерно совпадает с северным фасом Горного Алтая на границе его с Барнаульским блоком, игравшим в палеозое роль особой, более жесткой структуры, а в триасе и юре избирательно погружившимся и перекрытым плитным комплексом. Вторая цепь усложняется и разветвляется к югу, но ее близмеридиональная осевая ветвь отчетливо следует тектоническому шву, который образовался на границе Монгольско-Алтайской и Кобдинской структурно-формационных зон, вероятно, еще в докембрии и неоднократно возобновлялся впоследствии (см. рис. 3). Восточнее осложняющие тонхильская и кобдинская полукольцевые цепочки (см. рис. 1, 6, 7) выходят непосредственно на границу каледонид Алтая и салаирид Озерной зоны, т. е. маркируют еще один крупный тектонический уступ.

Очерченная таким образом магматогенная структура завершающего нормально-щелочного гранитоидного магматизма распространяется на большую часть Алтая и отличается достаточно регулярным каркасно-ячейным рисунком, повторяющим очертания ослабленных зон на границах блоков в общем слабоасимметричном треугольном контуре. Заметим, что с ней совпадает современное горстообразное глыбовое поднятие Алтая, из чего мы делаем заключение о долго сохраняющемся армирующем воздействии древней глубинной инфраструктуры на мозаично-блоковую структуру верхних оболочек земной коры и об ее целостности. Эта картина может быть дополнена после расчленения выявленных геофизикой полигенных интрузивных цепочек на закрытых территориях (Барнаульский блок) и за счет более ранних поколений позднепалеозойских гранитоидов обнаженных районов. Данные о тех и других нанесены на рис. 1 одинаковым крапом, при их учете усиливается впечатление завершенности и концентричности инфраструктуры, так как добавляются общие внешние обводы (в основном гранитоиды C_{1-2}) и несколько радиальных цепочек в Барнаульском блоке. Кроме того, возникает представление о последовательном наращивании интрузивных цепочек в течение позднепалеозойского тектономагматического цикла и о перестройке сети магмопроводников от этапа к этапу.

По рис. 1 и 2 можно представить себе динамику становления интрузивных серий. Габбро-гранитоидные серии C_{1-2} (саурская, иртышская, верхнеиртышская), сформировавшиеся в процессе общей инверсии герцинской геосинклинали, трассировали внешний контур Большого Алтая, включая Барнаульский блок; почти одновременно здесь же началось формирование внешнего кольца молассовых (в том числе угленосных)

впадин, огибающих орогенное поднятие. В молодом Зайсанском складчатом поясе гранитообразованию предшествовало формирование покровов и меланжа [6]; дуговые цепочки гранитоидов и офиолитовый Чарский пояс одинаково конформны концентрической структуре Алтая. В S_3 — P поля напряжений изменились: группа мезократовых гранитоидных комплексов этого возраста (калбинский, дунгалинский, чингильский, (юстыдский?)) оконтуривает только часть территории — упомянутый выше треугольный блок, включающий внутренние районы Горного и Монгольского Алтая, находящиеся перед юго-западным фронтом Западно-Саянского блока. Для этих районов, как уже отмечалось, характерны дисгармоничные отношения между ранне- и среднепалеозойскими зонами линейной складчатости и просвечивающей через них позднепалеозойской инфраструктурой более глубокого этажа.

Динамическая характеристика инфраструктурного «треугольника» определяется, на наш взгляд, коллизионными отношениями на границе Алтая и Западного Саяна, которые неоднократно проявлялись по крайней мере с кембрия [11]. Существование сильных горизонтальных напряжений, распространявшихся от фронтального Шапшальского блока, подтверждается радиально расходящимися от него трансалтайскими зонами разломов в основном северо-восточного простирания. В частности, вдоль восточного ограничения «треугольника» в период становления описываемой серии происходили вертикальные и горизонтальные смещения блоков. Здесь на границе Монгольско-Алтайской и Кобдинской зон проходит серия близмеридиональных ступенчатых взбросов с поднятыми западными крыльями, осложненных правосдвиговой составляющей; время сдвигания (общая амплитуда не менее 20 км) определяется достаточно узким интервалом — периодом внедрения мезогранитов чингильского комплекса до внедрения гранитов — лейкогранитов монастырско-алтайского комплекса. Внедрение последних проходило в условиях только вертикальных движений при гораздо более дробной блокировке фундамента. Они образуют или отдельные крупные плутоны центрального типа, лакколлиты, или контурные (кольцевые) ареалы вокруг изометричных глыбовых поднятий фундамента. Завершающие данную серию редкометалльные лейкограниты и пегматиты протягиваются в виде узких линейных поясов по периметру того же «треугольника»; один из поясов — Прииртышский имеет 1000-километровую длину, северо-западное простирание и косо пересекает границу зон каледонской и герцинской складчатости.

В итоге можно сделать вывод, что локализация последовательно внедрявшихся гранитоидных комплексов единой нормально-щелочной интрузивной серии ИО менялась в значительных пределах, но при сохранении границ магмопроводящей структуры и ее центрированного характера. Сопряженные тектонические процессы выражались в быстрой смене преобладающих горизонтальных и вертикальных дифференциальных движений блоков при все более локальном поступлении магм, эволюционировавших от гранодиоритовых до ультракислых, легированных редкометалльными и флюидными компонентами.

Правильное представление об инфраструктуре областей повышенно-щелочного магматизма можно вынести, лишь выйдя за пределы Алтая и Восточного Казахстана (см. рис. 2). При этом оказывается, что Центрально-Азиатский глыбово-складчатый пояс рассечен по всей длине тремя вулканоплутоническими поясами — Монголо-Забайкальским, Центрально-Монгольским и Зайсано-Южно-Монгольским [10, 13] при наличии соединительных поперечных перемычек в промежутках между ИО. Главная особенность вулканоплутонических поясов и узких цепочек — развитие щелочных базитов, сиенитов, граносиенитов и щелочных гранитов. Ничтожным размерам интрузивов и спорадическому, точечному их распределению противостоят четкие границы ареалов, близширотный линейный тренд и более чем 3000-километровая длина поясов. Эту генеральную закономерность мы учитывали, соединяя редкие щелочные интрузивы на Алтае одной линией, следующей к тому же вдоль широт-

ного Лениногорского разлома. Связанная с формированием ЛП дезинтеграция целиком охватила крылья Чингиз-Тарбагатайского блока, но слабо проявилась в Монгольско-Алтайском и Восточно-Алтайском, как бы прерываясь у границ консолидированных структур. Сравнение ИО и ЛП позволяет увидеть интерференцию двух совершенно разноплановых динамических систем. Симметричные, центрального типа структуры ИО отражают, по-видимому, преобладание вертикальных движений при их формировании при подчиненной роли горизонтальных; в ЛП, напротив, преобладали горизонтальные напряжения, их структура вызывает представление о глубинных зонах пластического сдвига, перерастающего выше, в коровых структурах, в сколовые деформации.

В свете столь принципиальных различий ИО и ЛП новый смысл приобретают следующие уже упоминавшиеся два обстоятельства. Во-первых, при почти равном участии магматических пород кислого состава ЛП отличаются от ИО регулярным участием базитов, и это позволяет связывать линейные трансструктурные деформации такого типа и такого масштаба с разогретым подлитосферным слоем. Во-вторых, установленное в зонах взаимного перекрытия ИО и ЛП их взаимодействие выразилось в чередовании интрузий то одного, то другого плана, что, вероятно, можно перенести на динамические системы в целом, считая их поэтому взаимодополнительными, управляющими всей совокупностью движений в активизированной глыбово-складчатой области.

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ И ВЗАИМОСВЯЗЬ РЕЖИМОВ

Массовое гранитообразование во многих случаях связано с орогенными поднятиями, которые возникали в ходе развития геосинклиналей. Тем не менее причины гранитообразования нельзя сводить к какому-либо одному специфическому типу тектонических движений. Уже давно обращалось внимание на связь части гранитоидов со взрыво-глыбовыми областями, не прошедшими этапа предварительной геосинклинальной подготовки, и даже с некоторыми платформенными и океаническими структурами [14, 17]. При осознании такого многостороннего «подчинения» гранитоидов всегда был достаточно острым вопрос о статусе гранитоидных орогенных поднятий — самостоятельны ли они по генезису, либо их нужно отнести к стадияльным или латеральным (в том числе наведенным, или «резонансным» [20]) подразделениям развивающихся геосинклинальных или коллизионных, на границе континента и океана, структур.

Еще до выхода на авансцену глобальной тектоники плит Н. П. Херасков [22] предложил устраивавшее многих решение, выделив самостоятельный класс орогенных формаций, в котором объединил моласовые и прочие формации эпигеосинклинального, платформенного и эпиплатформенного этапов. Можно заметить, что теперь это воспринимается как предвидение сквозного во времени или возобновляющегося характера некоего особого эндогенного процесса. В частности, нам [12] доводилось обращать внимание на то, что состав гранитоидных рядов и редкометалльного оруденения Казахстанско-Алтайской эпигерцинской орогенной области существенно не отличается от таковых Восточно-Забайкальской области юрской тектономагматической (дейтероорогенной, по К. В. Боголепову [2]) активизации и что по этим параметрам можно обнаружить существование общих элементов в геосинклинальном и орогенном циклах. Другая оригинальная концепция принадлежит В. В. Белоусову [1]. Он определяет орогенный режим как самостоятельный «мантийно-возбужденный», с существенно андезитовым, известково-щелочным и щелочным магматизмом, однако ранний орогенез с сопутствующими ему метаморфизмом и гранитообразованием объединяет с «корово-возбужденной» инверсионной стадией ортогеосинклинального режима, по-видимому, не считая его самостоятельным из-за устойчивой репутации гранитов как бесспорно коровых и «геосинклинальных» продуктов.

В кругу представлений глобальной тектоники плит утолщение коры, кислый магматизм и орогенез являются производными гипотетической субдукции; характерна их связь с краями сдвигающихся плит и не столько преобладающий, сколько латеральный характер связи с краевыми морями и океаническими бассейнами прошлого. В концепции расчлененной земной коры и ее стадийного преобразования из океанической в континентальную ведущим процессом считается закрытие («схлопывание») океанических бассейнов, надвигание и скупивание коры — этим обусловлены метаморфизм и расплавление осадочных пород, орогенез [5, 16].

Приведенные взгляды на орогенез противоречат один другому, вышеизложенные материалы дают возможность дальнейшего обсуждения. Во-первых, как нам представляется, суть режима и глубина его корней непосредственно выражаются в типичном для него энергоносителе, т. е. в магмах и флюидах определенного состава. Можно добиться большей последовательности в тектоническом анализе, если, расширив имеющиеся подходы, разделить эндогенные режимы на «гранитоидные» и «базальтоидные». В результате «гранитоидному» режиму в наибольшей мере соответствовал бы орогенный тектонический режим в общепринятом представлении, но сверх того еще и режим так называемого анорогенного гранитообразования внутри малоподвижных древних кратонов или областей завершенной складчатости (приведем примеры позднепалеозойской и мезозойской активизаций Ахагара, Тибести и Северной Нигерии, областей палеозойской и кайнозойской активизаций свекофенид, карелид и каледонид Северной Европы) и режим ранних инверсионных (с риолитами и гранитами) поднятий в развивающихся палеозойских геосинклиналях и в кайнозойских окраинно-континентальных системах. При новом подходе должны быть отнесены к областям «базальтоидных» режимов конвергентно (главным образом геоморфологически) схожие с гранитоидными орогенными поднятиями амагматические (но с базальтоидной минерагенией) неотектонические горные пояса типа Тянь-Шаньского, а также системы наложенных на разрушающиеся гранитоидные своды базальтоидных межгорных впадин типа Минусинских.

Во-вторых, как следствие из первого предложения многие реально наблюдаемые тектонические обстановки (режимы) необходимо рассматривать как сложные, смешанные, выражающие сложение тех физико-химических, геостатических, кинематических и динамических процессов, которые по отдельности свойственны гранитоидному и базальтоидному эндогенным режимам. Например, пояса контрастного базальтриолитового вулканизма (фенотип — Монголо-Забайкальский вулканический пояс в позднем палеозое — раннем мезозое [7, 10, 13]) являются выражением смешанного орогенно-рифтогенного режима; для них показательно поочередное или даже одновременное выведение разноглубинных магм по одним и тем же каналам. Наложение базальтоидных межгорных впадин минусинского типа в девоне на вершину свода в области девонского же гранитообразования, видимо, также является свидетельством одновременного воздействия на один и тот же участок литосферы двух независимых инфраструктур, коренящихся в мантии на разной глубине.

В-третьих, обращаясь к временным отношениям гранитоидного и базальтоидного режимов, необходимо со всей определенностью признать, что зачаточные формы проявления гранитоидного режима возникают еще в пору полного господства базальтоидного, последовательно нарастают (частные инверсии, андезитовый вулканизм, тоналит-плагиогранитовые интрузии), пока не наступает собственно орогенный этап с характерным для него магматизмом существенно кислого состава.

Наконец, в-четвертых, касаясь пространственного размещения режимов, нужно иметь в виду, что на каждом этапе оно в большой мере определяется существующими и вновь образующимися структурными неоднородностями. Можно сказать, что гранитоидный режим находил

себе соответствие в конкретных структурных блоках и выражался через них. Пример Алтая позволяет увидеть, как по-разному реализуется один и тот же импульс теплового возбуждения в преемственно развивающейся типично континентальной структуре (погруженный кратогенный массив — гранитоидное сводовое поднятие — горстообразный мегаблок) и в структуре исторически возникающих в ней и вокруг нее (в между-блочных зонах) деструктивных образований — зон глубинных разломов, ортогеосинклинальных и рифтогенных зон. Обращает на себя внимание и постоянство границ ИО Большого Алтая при смене режимов.

Гранитогенная кустовая инфраструктура ИО формируется долго и прерывисто, преодолевая эпизодическое наступление базальтоидного режима, оттесняя его на периферию и в конечном счете подавляя. Наибольшая целостность мозаично-блоковой структуры ИО, ее обособленность от смежных структур и скорость воздымания достигаются в периоды массового подъема кислых магм, а наибольшие дезинтеграция и погружение — после закрытия каналов этого притока. Можно заключить, что гранитоидный и базальтоидный эндогенные режимы антагонистичны: они разобщены пространственно, реализуются с помощью разных инфраструктур (ИО и ЛП), характеризуются разными тенденциями (конструктивной и деструктивной), выражаются в разных магматических рядах и структурных формах; как результат для них показательны разные тектонические режимы (кратогенный, орогенный для первого и геосинклинальный, рифтогенный, тафрогенный — для второго). Те и другие могут сосуществовать, совмещаться в переходных зонах между ИО и ЛП или образовывать зональные переходы от одного к другому. Между эндогенным и тектоническим режимами нет однозначного соответствия, так как посредником между ними служит сложившаяся ранее тектоническая структура и та или иная геохимическая (литологическая) среда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше и другие учтенные материалы позволяют сделать два основных вывода. Во-первых, размещение семейств гранитоидных интрузивов является в основном упорядоченным, с обособленной кустовой либо поясовой группировкой каждого из них, и на этом основано предположение о наличии под ними разветвленных инфраструктур двух разных типов, различающихся по конфигурации, размерам и глубине корней. Во-вторых, гранитообразование наравне с базальтообразованием представляет собой важнейший тектогенный фактор.

Базовой и наиболее типичной для Центральной Азии является сложная кустовая, или центральная, инфраструктура диаметром 600—1400 км, маркированная цепочками интрузивов и образованная в процессе последовательного формирования нескольких гранитоидных серий обычно нормально-щелочного состава. Участие базитов в этих сериях предполагает одновременно действовавшие разноглубинные источники магм при наличии общего центрального выводного канала и его разветвлений. Не только в одной, но и в нескольких замкнутых магмоактивных областях с инфраструктурой центрального типа устанавливается однотипная последовательность гранитоидных внедрений. Одновременность событий тем более поразительна, что на каждом новом этапе происходили миграции или перестройки сети магмопроводников, связанные с дифференциальной подвижностью блоков кристаллического фундамента и с изменением регионального поля напряжений. Образованная таким образом в течение тектономагматического цикла результирующая инфраструктура отличается и несомненными признаками тектонического единства — ИО свойственны четкие внешние ограничения, соподчиненность блоковых структур, конформная структурно-формационная зональность, региональные гравитационные минимумы. Начало обособления ИО в их современных границах было связано с заложением разграничивающих их осевых венд-раннекембрийских эвгео-

синклинальных прогибов, а окончательное оформление — с вовлечением их в орогенные сводовые поднятия.

Особенности развития ИО в палеозое сближают их с описанными разными авторами «ядерными зонами», наиболее крупными из срединных массивов, «сегментами», «геотуморами» [19], «магмоактивными мегаблоками» [11], «тектоноконцентрами» [4], «тергалиями» [9], «овальноконцентрически-зональными геосинклинальными областями» [8], «метаплатформами» [15]. По своим размерам они близки антеклизам и синеклизам древних платформ. Эти аналогии указывают на достаточно универсальный характер делимости тектоносферы, а также на разные пути развития исходных кратогенных массивов, которые зависели от соотношения конструктивных и деструктивных процессов.

Второй тип инфраструктурных подразделений представлен вытянутыми вдоль глубинных разломов наложенными трансструктурными поясами магматизма (ЛП). Они отличаются от ИО по всем основным характеристикам: морфологии, локализации и составу магматических комплексов, тектонической приуроченности, типу движений. Характерна приуроченность ЛП к активизированным междукратонным (разделяющим разные ИО) складчатым либо к новообразованным приразломным подвижным поясам протяженностью 1—3,5 тыс. км и, возможно, более, которым были свойственны в магмоактивном периоде региональные сдвигонадвиговые дислокации, наземный вулканизм. Многоимпульсное формирование типичных для ЛП контрастных вулканических, габбро-сиенит-щелочно-гранитовых и дайковых серий происходит в условиях смешанного орогенно-рифтогенного режима — пространственно совмещаются потоки разноглубинных продуктов, на фоне общего поднятия отдельные зоны испытывают растяжение.

Как вытекает из предыдущего, ИО и ЛП — проекции эндогенных структур глубоких этажей тектоносферы, просвечивающих через два верхних этажа — кристаллическую кору с ее мозаично-блоковым строением и складчатый осадочный чехол. Многосторонние различия в составе и динамике магматизма двух столь крупных инфраструктурных подразделений представляют большой теоретический и практический интерес. Они могут использоваться как основа для независимого, в разных планах, районирования территории Центральной Азии. ИО вместе с их периферическими зонами достаточно плотно состыкованы между собой (см. рис. 2) и могут быть представлены как стандартные ячеек тектоносферы; формирование или регенерация в них коры континентального типа, вероятно, связаны с циклически усиливающимися притоком литофильных веществ из неистощенной мантии по стационарным каналам (здесь применим образ «плюма»); ЛП, напротив, представляют собой иррегулярные криповые или мегатрещинные зоны, возникающие как отклик на глобальные сдвиговые и растягивающие напряжения, разрушительные по отношению к ИО и континентальной коре в целом; их важная особенность — усиленное плавление под ними верхней мантии и как следствие — смешанный магматизм и литофильно-халькофильная металлогения.

На протяжении практически всего тектономагматического цикла гранитообразование, в широком его понимании, могло быть истинным регулятором смены тектонических режимов, хотя явная связь его с тектогенезом обнаруживается лишь на конечном орогенном этапе, когда происходит консолидация и геостатическое всплывание древних срединных массивов и меньших по размеру блоков, в очередной раз насыщаемых легким гранитным веществом.

Литература

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 219 с.
2. Боголепов К. В. О двух типах орогенеза // Геология и геофизика. 1968. № 8. С. 15—26.
3. Гаврилова С. П., Зайцев Н. С., Павлов В. А., Яшина Р. М. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с.

4. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наук. думка, 1978. 164 с.
5. Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
6. Ермолов П. В., Изох Э. П., Пономарева А. П., Тянь В. Д. Габбро-гранитовые серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
7. Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 231 с.
8. Зайцев Ю. А. Геосинклинальные области овального концентрически-зонального типа//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 4. С. 110—115.
9. Захаров С. А. Памиро-Пенджабский синтаксис в системе тектонических поясов юго-запада Азии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 6. С. 23—28.
10. Коваленко В. И., Яшина Р. М., Ярмолюк В. В. Позднепалеозойский магматизм Монголии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 16—24.
11. Леонтьев А. Н. Гранитоидный магматизм и вопросы геодинамики. М.: Наука, 1982. 200 с.
12. Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. Основные тектонические аспекты эндогенной редкометаллальной металлогении сиалического профиля//Тектоника Сибири. Т. 4. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 193—200.
13. Леонтьев А. Н., Литвиновский Б. А., Гаврилова С. П., Захаров А. А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1981. 318 с.
14. Лучицкий И. В. Кислые магматические породы срединно-океанических поднятий//27-й Междунар. геол. конгресс. Докл. Секция С. 09. Т. 9. Петрология. М.: Наука, 1984. С. 149—153.
15. Милановский Е. Е. Метаплатформы — области промежуточного характера между древними платформами и складчатыми поясами//Бюл. МОИП, Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 6. С. 7—12.
16. Моссаковский А. А., Дергунов А. Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии//Геотектоника. 1983. № 2. С. 9—17.
17. Муратов М. В. Древние платформы и разделяющие их складчатые области и системы//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 6. С. 5—12.
18. Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. 312 с.
19. Погребницкий Ю. Е. Региональные формы гранитоидного магматизма на примере Северо-Востока СССР//Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: НИИГА, 1977.
20. Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры//Геотектоника. 1969. № 1. С. 3—12.
21. Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 144 с.
22. Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
23. Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. 288 с.
24. Anhaeuser C. R. Precambrian tectonic environments//Annual Review of Earth and Planetary Sciences. V. 3. Palo-Alto. 1975. P. 31—53.
25. Pitcher W. S. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas//J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. P. 627—662.



УДК 551.1·(73)

БОГДАНОВ Н. А., ДОБРЕЦОВ Н. Л.

ОФИОЛИТЫ КАЛИФОРНИИ И ОРЕГОНА

В статье дается описание структурного положения офиолитовых комплексов разного возраста Сьерры-Невады и Береговых хребтов Калифорнии. Дается анализ возраста офиолитов и ассоциирующихся с ними голубых сланцев и амфиболитов.

Офиолитовые пояса Сьерры-Невады, гор Клатат, Береговых хребтов, Калифорнии и Орегона представляют собой уникальную структуру, в пределах которой от побережья Тихого океана в глубь континента прослеживается серия субпараллельных тектонических покровов с офиолитами разного возраста, закономерно удревняющимися с запада на восток от позднеюрских — раннемеловых в Береговых хребтах до раннепалеозойских в горах Клатат.

Эти офиолиты и ассоциирующие формации были предметом обсуждения научного симпозиума в Калифорнийском университете в г. Дэвис и последующей полевой экскурсии (6—14 июня, 1986 г.), в которых приняли участие авторы статьи. Научная конференция и полевая экскурсия в Калифорнии и Орегоне были заключительным заседанием рабочей группы проекта № 195 МПГК «Офиолиты и литосфера окраинных морей». Организатором конференции и экскурсии в Калифорнии был проф. Е. М. Мурз (Калифорнийский университет, г. Дэвис). По предложению международной рабочей группы намечено в качестве логического продолжения работ по офиолитам, продолжающихся более десяти лет, создать новый проект МПГК «Эволюция океанической коры и офиолиты», работы по которому планируется начать с 1987 г.

Эволюция офиолитов как отражение преобразования коры океанов или окраинных морей в кору примитивных островных дуг, иногда многостадийного, была лейтмотивом прослушанных на конференции докладов. Аналогичные закономерности были ярко продемонстрированы и во время полевой экскурсии на примере мезозойских офиолитов Сьерры-Невады и Береговых хребтов, а также палеозойских офиолитов Тринити в горах Клатат. Эти материалы были дополнены докладами, в которых была показана мезозойская эволюция офиолитов Восточных Альп, раннепалеозойских офиолитов Северной Евразии, эволюция мантийного субстрата на примере офиолитовых перидотитов о-ва Забагард в Красном море. В докладах и полевой экскурсии была продемонстрирована тесная корреляция голубых сланцев с офиолитами в пространстве и во времени.

Суммируя все эти материалы, мы остановимся вначале на характерных особенностях офиолитов Калифорнии и Орегона, а затем коснемся некоторых общих закономерностей формирования офиолитов и ассоциирующих метаморфических пород.

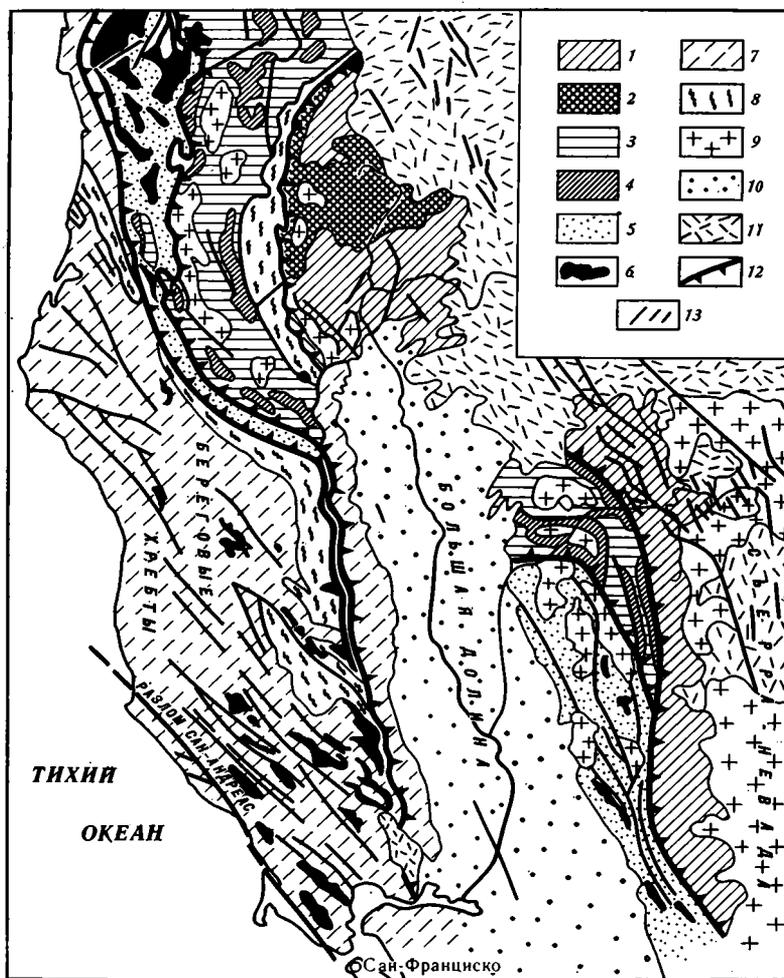


Рис. 1. Структурно-геологическая карта Северной Калифорнии

1 — нижнесреднепалеозойские образования; 2 — раннепалеозойские гипербазиты гор Клатат; 3 — средне- и верхнепалеозойские образования; 4 — раннемезозойские гипербазиты; 5 — нижне- и среднемезозойские образования (комплексы Смартвилл и Джозефина); 6 — юрские гипербазиты; 7 — верхнеюрские — кайнозойские образования (францисканский комплекс); 8 — глаукофановые сланцы и амфиболиты; 9 — мезозойские граптоиды; 10 — кайнозойские отложения Большой долины; 11 — кайнозойские эффузивы плато Каскадных гор; 12 — крупные тектонические надвижки; 13 — разломы

В целом в Береговых хребтах, горах Сьерры-Невады и Клатат выделяются четыре возрастные группы офиолитов, отличающихся тектонической позицией, составом и строением (рис. 1).

I. Позднеюрские — раннемеловые офиолиты (с возрастом 135—150 млн. лет) — францисканский комплекс Береговых хребтов Калифорнии.

II. Юрские офиолиты (с возрастом 153—180 млн. лет), перекрытые верхнеюрскими — нижнемеловыми осадками — комплекс Смартвилл и родственные офиолиты Сьерры-Невады, Престон-Пик в горах Клатат, комплекс Джозефина в Береговых хребтах Орегона.

III. Раннеюрские — триасовые офиолиты (с возрастом 190—220 млн. лет, ассоциирующие с триасово-раннеюрской олистостромой) — центральный пояс Сьерры-Невады и Рателснейк-Крик в горах Клатат.

IV. Палеозойские офиолиты, которые по цифрам абсолютного возраста можно разделить на позднепалеозойские (265—310 млн. лет, комплекс Салман-Ривер, горы Клатат), средне- и раннепалеозойские (перидотиты пояса Фрейзер-Ривер, Сьерры-Невады, 380—400 млн. лет; офиолиты Тринити гор Клатат, 440—480 млн. лет; додевонские офиолиты Восточного пояса Сьерры-Невады с возрастом около 450—500 млн. лет).

Наиболее детально изучены, естественно, мезозойские офиолиты [5, 7, 9, 11, 13—15]. Эпохи их формирования отделены, как мы увидим ниже, образованием глаукофановых сланцев и ассоциирующих меланжево-олистостромовых комплексов, которые фиксируют стадии тектонического сгущивания (аккреции) и обдукции.

1. Офиолиты Береговых хребтов (J_2 — K_1) располагаются в основании разреза Большой долины и подстилают францисканскую метаграувактовую формацию близкого возраста.

Францисканский комплекс тектонически перемешан и включает как более древние породы (135—150 млн. лет), так и, возможно, более молодые меловые офиолиты. Он разделен на несколько чешуй и метаморфизован в несколько фаз. История его формирования и метаморфизма соответствует модели длительной аккреции и полистадийной обдукции [2, 3, 12]. Офиолиты и перекрывающая их формация Большой долины почти не метаморфизованы, хотя они часто тектонически нарушены и смяты в крутые складки совместно с подстилающей францисканской формацией. Последние стадии надвигания и совместных деформаций происходили в конце мела—начале палеоцена (около 60—65 млн. лет).

В основании разреза Большой долины непосредственно выше офиолитов или радиоляритов располагается хаотический олистостромовый комплекс мощностью 50—200 м с тонким глинистым цементом. В нем содержатся все породы офиолитового разреза, а также глаукофановые сланцы из подстилающего францисканского комплекса. Эта пачка выделена в результате детальных работ, которые показали, что хаотический олистостромовый комплекс образовался в результате протрузии серпентинитового купола на дне преддугового бассейна или окраинного моря. С кровли купола в глубоководные осадки соскальзывали чешуи радиоляритов, базальтов, диабазов, иногда самих серпентинитов с включенными в них глаукофановыми сланцами. Это свидетельствует скорее всего о том, что диапир прорвал несколько тектонических покровов. Сланцы, вероятно, были вовлечены в серпентинитовый диапир из подстилающего комплекса зоны субдукции. Оползни названных пород в нелитифицированные осадки привели к формированию олистоstromы, которая была дополнительно тектонизирована при надвигании покровов офиолитов Большой долины. В последнее время подобные серпентинитовые диапиры, перекрытые всего 300-метровым разрезом осадков и базальтов, обнаружены и разбурены в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта.

Блоки и включения во францисканском комплексе, цемент в котором моложе глинистых пород хаотического комплекса Большой долины, представлены серпентинитами, а также метабазами и метагаббро, превращенными в глаукофановые сланцы и эклогиты. Цемент тектонизирован и метаморфизован, поэтому отличить олистоstromу от чисто тектонических включений трудно. Традиционно францисканскую формацию делят на три пояса. В восточном поясе (Сауст-Форк Маунтин и др.) преобладают лавсонит-глаукофаносодержащие метаосадки и метавулканиты. В центральном поясе, подстилающем офиолиты и глаукофановые сланцы восточного пояса, преобладает меланж (тектонизированная олистоstromа), цемент которой метаморфизован в лавсонит-пумпеллитовой субфации (с переходом до лавсонит-глаукофановой), а блоки представлены серпентинитами, крупнозернистыми глаукофановыми сланцами, эклогитами. В западном поясе включений (и вообще вулканитов) мало, преобладают слабо метаморфизованные и слабо деформированные метаграувакки и метапесчаники, в том числе и позднемеловые.

В последние годы выяснилось, что эти пояса представляют самостоятельные тектоностратиграфические единицы, метаморфизованные в разное время: восточный пояс (сланцы Сауст-Форк Маунтин) — около 120 млн. лет, центральный пояс — около 90 млн. лет, а включения в них около 145—150 млн. лет, западный пояс — 60—70 млн. лет [6, 12, 13]. Тектонические движения середины мела отмечены также появлением олистоstromы в основании верхнемелового разреза Большой долины.

Офиолитовый комплекс Джозефина располагается в Береговых хребтах Орегона примерно в той позиции, которую занимают офиолиты Большой долины, и близок к ним по возрасту (поздняя юра), но заметно отличаются по составу, представляя основание островной дуги раннемелового возраста [8, 9]. Разрез офиолитов Джозефина сложен преимущественно гарцбургитами мощностью до 4 км, но местами сохраняются участки с полным разрезом офиолитов. Перидотиты в них представлены тектонизированными гарцбургитами с хорошо выраженными плоскостными и линейными элементами, в частности струйчатым расположением хромистой шпинели. В гарцбургитах довольно часты тела и жилы дунитов. В аллювиальных россыпях около перидотитов найдена платина и никельсодержащее самородное железо (джозефинит).

Контакты с габбро обычно тектонические, в их разрезе четко выделяются нижние полосчатые и верхние массивные габбро. В полосчатых габбро присутствуют пойкилитовые верлиты, пироксениты, габбро, габбро-нориты, анортозиты. Отдельные их слои не выражены и протягиваются на несколько десятков метров. В верхних габбро проявляются обильные дайки, переходящие в комплекс параллельных даек, с зонами односторонней закалки, пересекаемые более поздними одиночными дайками. В зоне перехода в пиллоу-лавы развиты массивные брекчированные диабазы с интенсивной сульфидизацией. Базальные лавы часто высокохромистые (содержание Cr около 1000 ppm), содержат хромит, гематитизированы. В дайках присутствуют как жилы, так и более ранние скрины плагиогранитов, возраст которых 157 млн. лет [16]. В целом дайки, пиллоу-лавы и переход между ними очень похожи на офиолиты комплекса Смартвилл.

Выше пиллоу-лав располагаются кремнистые осадки, переслаивающиеся с граувакковыми турбидитами и содержащие вблизи контакта с пиллоу-лавами линзы гидротермальных железомарганцевых пород [10, 15]. Вверх по разрезу они сменяются верхнеюрской толщей граувакк, глинистых сланцев, туфов и конгломератов с силлами титанистых базальтов, имеющие возраст (по роговой обманке и циркону) 148—151 млн. лет [10]. Во флишевой толще встречаются обломки андезитов, андезитобазальтов и прослои их туфов. В целом толща является как бы промежуточной по возрасту между вулканокластической верхней толщей комплекса Смартвилл и флишоидным разрезом Большой долины. Разрез этой толщи (формация Галис) прорывается двумя видами гранитоидов. Более ранние гранитоиды деформированы и дают переходы к роговообманковым габбро. Они имеют возраст (по циркону) 150 ± 2 млн. лет. Более поздние гранитоиды прорывают покровы и секут сланцеватость пород формации Галис. Их возраст 140—147 млн. лет.

II. Юрские офиолиты комплекса Смартвилл являются близким аналогом комплекса Джозефина, но располагаются в совершенно иной тектонической обстановке. Они отчетливо надвинуты на более древние (преимущественно триасовые) образования центрального пояса гор Сьерра-Невада и тектонически подстилают офиолиты и разрез Большой долины (рис. 2). Противоположная вергенция надвигов создает впечатление полной синформы, в ядре которой залегают офиолиты и осадочный разрез Большой долины. Но крылья синформы различные. Это комплексы францисканский (метаморфизованный) на западе, Смартвилл (разрез островной дуги) на востоке. В фундаменте на востоке присутствуют более древние образования Сьерры-Невады с корой гранитного типа, на западе такой фундамент отсутствует и по геологическим, и по геофизическим данным. Соотношение комплексов Смартвилл и Францискан может быть двояким: либо комплекс Смартвилл подстилает и Францискан, и формацию Большой долины, как показано на рис. 2, либо комплекс Смартвилл располагается между разрезами Большой долины и Францискана (тектонически перекрывая последний, но местами выклиниваясь). Положение комплекса Джозефина, имеющего много общего с комплексом Смартвилл, говорит в пользу второго предположения.

Комплекс Смартвилл был описан как типичный офиолитовый [14],

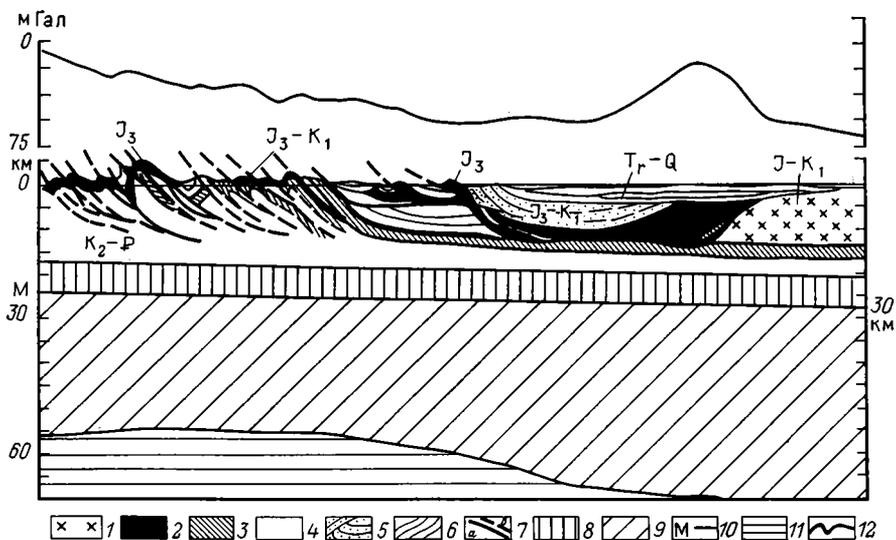


Рис. 2. Геологический разрез через Береговые хребты Калифорнии и Большую долину до Сьерры-Невады и сейсмические границы до глубины 70 км
 1 — комплекс Смартвилл; 2—4 — францисканские образования: 2 — офиолиты, 3 — метаморфизованные граувакки, 4 — неметаморфизованная формация; 5—6 — отложения Большой долины: 5 — мезозойские морские, 6 — кайнозойские морские и континентальные; 7 — разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 8 — нижняя кора (6,8 км/с); 9 — верхняя мантия; 10 — граница Моховичича; 11 — зона низких скоростей; 12 — аномалии в свободном воздухе, м/гал

но по более новым данным значительно отличается от типового офиолитового разреза [7], что вызвало широкую дискуссию о том, можно ли считать этот комплекс офиолитовым вообще. Верхняя часть разреза — типично островодужная. Это мощные пирокластические отложения преимущественно андезитового состава (часто неслоистые вулканические брекчии с прослоями песчаников и лав). Ниже располагаются пиллоу-лавы андезитобазальтового и базальтового состава, которые по многим геохимическим параметрам близки к океаническим. Еще ниже, как считалось, располагается комплекс параллельных даек, но в последнее время появились данные, что это пояс более молодых даек, которые пересекают и пиллоу-лавы, и, частично, вышележащие пирокластические образования.

Однако в экскурсии мы смогли убедиться, что несомненно присутствует и комплекс параллельных даек, в котором есть тела габбро, постепенно (через массивные диабазы) сменяющиеся пиллоу-лавами. В самих дайках видны по крайней мере 3—4 разновозрастные генерации: 1 — параллельные дайки с односторонней закалкой преимущественно андезитобазальтового состава; 2—3 — одиночные и ветвящиеся дайки, в том числе, возможно, бониниты; 4 — дайки и тела плагиогранитов с возрастом 157—159 млн. лет. Возможно, есть и другие, более молодые дайки, но принципиально это картину не меняет.

Габбро тоже имеют противоречивую интерпретацию. С одной стороны, они всюду облекаются диабазами, как бы подстилая их в куполообразных структурах, часто будучи связанными с ними постепенными переходами (рис. 3). С другой стороны, закартированы интрузивные контакты габбро, пересекающие стратиграфические границы. Возможно, в разрезах имеется и более поздняя генерация габбро, связанная с телами тоналитов-плагиогранитов. Последние кроме жил в габбро и дайковом комплексе образуют самостоятельные массивы, возраст которых определяется в 150—154 млн. лет. Они деформированы совместно с породами комплекса Смартвилл. Магматические породы Смартвилл заметно отличаются от более поздних гранитов с возрастом 135—145 млн. лет, связанных с невадийской орогенцией. Серпентиниты известны только в осно-

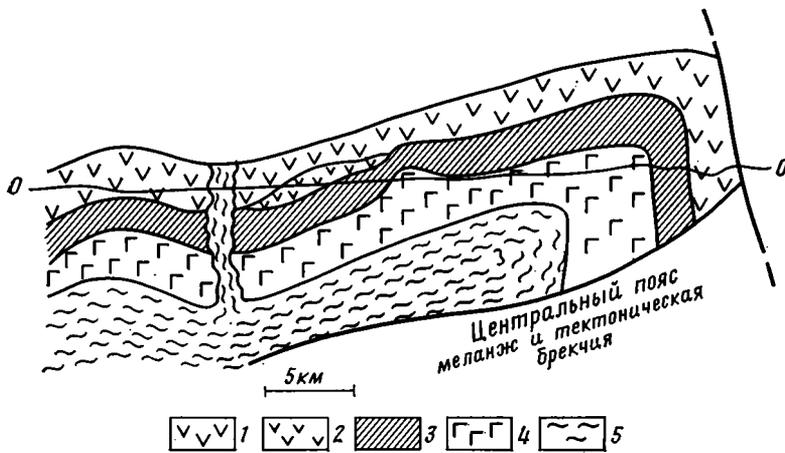


Рис. 3. Обобщенный разрез комплекса Смартвилл (по Е. М. Мурзу [14])
 1 — верхние базальты; 2 — нижние базальты (пиллоу-лавы); 3 — диабазы; 4 — габбро и дайки; 5 — серпентинизированные перидотиты

вании покрова в составе серпентинитового меланжа комплекса Смартвилл. Скорее всего этот комплекс представляет пример сложной эволюции офиолитов, сформировавшихся в океане, в зоне трансформного разлома или в окраинном море (как в разрезе Большой долины) и преобразованных в примитивную остаточную островную дугу.

III—IV. Более древние раннемезозойские и позднепалеозойские и палеозойские офиолиты в Сьерра-Неваде и горах Клатат мы опишем схематически. Они часто в этих районах пространственно ассоциируются с триасово-раннеюрскими офиолитами. К ним относятся «древние» офиолиты центрального пояса Сьерра-Невада с возрастом 190—210 млн. лет, комплекс Рателснейк в горах Клатат с возрастом 193—207 млн. лет и древние деформированные габбро около офиолитов Джозефина с возрастом 210 млн. лет. Во всех случаях офиолиты встречаются вместе с олистостромово-меланжевыми комплексами (кремнисто-аргиллитовая формация Сьерры-Невады, толща Норт-Форк в горах Клатат, раннеюрская олистострома около Джозефина), содержащими олистолиты кремнистых сланцев позднепалеозойского, триасового и (реже) раннеюрского возраста, а также блоки позднепермских и раннетриасовых известняков с фауной тетисного облика [7 и др.]. Все эти олистолиты как в виде мелких обломков, так и крупных пластин присутствуют в тонкой глинистой и песчано-глинистой массе раннеюрского возраста вместе с пластинами щелочных базальтов и реже офиолитовых габбро и серпентинитов.

Сами офиолиты в горах Сьерры-Невады содержат тектонизированные и метаморфизованные перидотиты, деформированные и метаморфизованные полосчатые габбро, превращенные в габбро-амфиболиты. В комплексе Рателснейк присутствуют метаперидотиты, амфиболитовые сланцы, кварцево-биотитовые сланцы и метаплагиограниты.

С этими породами в горах Сьерры-Невады ассоциируют блоки глаукофановых сланцев с возрастом 174—180 млн. лет и более древние амфиболиты и метаперидотиты пояса Фрайзер-Ривер с возрастом амфиболитов 265—300 млн. лет и метаперидотитов — 370—400 млн. лет, а в горах Клатат — формация Салман-Ривер (пиллоу-лавы, диабазы, габбро); входящая в виде блока в формацию Норт-Форк и имеющая возраст по циркону 265—310 млн. лет. Во включениях амфиболитов в метаперидотитах Фрайзер-Ривер отчетливо видно наложение на них голубого амфибола с возрастом 175 млн. лет. Известны также даты около 170—180 млн. лет — граувакковые сланцы в нижней части формации Кондри, прорываемые штоком диорита с возрастом 170 млн. лет (по циркону), и амфиболитовые породы с возрастом 170—177 млн. лет (по амфиболу) из метаморфизованной формации Вест-Хайфарк (Coleman, устное сообщение).

Таблица

Возраст офиолитов, ассоциирующих с ними голубых сланцев и амфиболитов, млн. лет

Этап	Возраст	Офиолиты	Голубые сланцы (B, BG, BE), амфиболиты (A)
1		Тахима — Азир (20—25)	—
	30±5	— Марум, Новая Гвинея (40—50)	Новая Каледония (BG) —
2	60±5	—	Эмо, Новая Гвинея (BG), Новая Каледония (B), Санбогава, II (BG); Нигашаки, Кюсю (BG); Францискан, III этап
		Новая Каледония, Папуа, Новая Гвинея	—
3	90±8	—	Йолла-Болли и др., II этап, Францискан (B); Нигашаки, Кюсю (BG); Тайвань (BG); Семайл, Оман (BA); Западные Альпы (BE); Куба
		Семайл, Оман (94—100), Тродос, Кипр, Анталья, Турция, Папуа, Новая Гвинея	—
4	120±8	—	Пиккет-Пик и Коллер-Брук, Кламат (B); Саус-Форк и др., Францискан, II этап (B); Санбогава, I этап (B); Ява (BG), Сулавеси (B); Восточные Альпы (BG); Камун-Катан, II этап (BG); Восточная Камчатка (BG); Куба
		Дуатре, Эспаньола (127); Куба, Западные Альпы, Корсика, Калабрия	—
5	150±10	—	Кондри, Кламат (BG), включения во Францискане (BE), Камун-Катан, Хоккайдо, I этап (B); включения в меланже Корьяки (B)
		Береговые хребты (153—165); Смартвилл и др., Сьерра-Невада (160—180); Престон-Пик и др., Кламат (159—172); Джозефин (157—180); Кавказ	—
6	180±8	—	Фрейзер-Ривер, Сьерра-Невада (B); Сусунай, Сахалин (BG); Пекульней, Корьяки (BG); о-ва Рюкю (BG); Динариды (A, BG), Севанский, Кавказ (BG)
		Центральный пояс Сьерры-Невады (190—210); Рателснейк-Крик, Кламат (193—207); Динариды	—
7	220±8	—	Форт-Джонс, Кламат (B, BG); Тайгос (BG)
		?	—
8	250±10	—	Фрейзер-Ривер, Сьерра-Невада (A); включения в меланж Кламат (B); Сангун, Япония (BG); Бирма (BG)
		Салман-Ривер, Кламат (265—310)	—

Таблица (окончание)

Этап	Возраст	Офиолиты	Голубые сланцы (В, ВГ, ВЕ), амфиболиты (А)
9	300±10	—	Восточная Абакума и Оми, Япония (ВГ)
		?	—
10	330±10	—	Пенжинский, Камчатка (В, ВГ); Алазея, Колыма (В, ВГ), Оми I, Япония (ВГ)
		Фрейзер-Ривер, Сьерра-Невада (380—400); Чарский, Восточный Казахстан (360—400); Мугоджары, Урал (380—400); Южная Монголия	—
11	400±10	—	Максютовский, II этап, Южный Урал; Северный Урал, Майли-Су и Канский, Южный Тянь-Шань
		Северный Кавказ (440—460); Южный Урал (400—450)	—
12	460±20	—	—
		Тринити, Клатат (440—480); Сьерра-Невада (500); Пенжинский, Камчатка (450—540)	—
13	520±20	—	Куртушубинский, Западный Саян (В); Тукурингра (ВГ)

Примечание. Образование глаукофановых сланцев в тектонических покровах в кайнозое и мезозое происходило с правильной периодичностью в 30 млн. лет. В палеозое период удлиняется до 50—60 млн. лет, хотя не исключено, что ряд этапов не фиксируется из-за недостаточности данных. В — глаукофановые (голубые) сланцы; ВГ — глаукофановые комплексы; ВЕ — эколгит-глаукофановые комплексы. Составлена по данным сводных работ Р. Колмана и Н. Л. Добрецова.

Древнее этих пород, но моложе амфиболитов и метаперидотитов с возрастом 265—370 млн. лет — глаукофановые сланцы пояса Форт-Джонс с возрастом 214—226 млн. лет, протягивающиеся по северному обрамлению офиолитов Тринити и ассоциирующих с ними олистостром раннеюрского (?) возраста. История этих комплексов очень сложна, недостаточно изучена и охватывает породы от ордовика до среднего карбона включительно. В целом породы Тринити и история их развития очень сходны с офиолитами Пенжинского пояса Корякии.

Таким образом, в Калифорнии от побережья Тихого океана до гор Клатат и восточных острогов Сьерры-Невады происходит последовательная смена офиолитов от позднеюрских — раннемеловых до раннепалеозойских. К каждому из этих офиолитовых комплексов приурочены глаукофановые сланцы, возраст которых всегда моложе возраста офиолитов. Эта закономерность характерна и для других складчатых областей, в которых распространены офиолиты. Она вытекает из таблицы, обобщающей известные авторам данные по времени образования офиолитов и глаукофановых сланцев. Образование офиолитовых покровов происходит в периоды, совпадающие с эпохами складчатости [1, 4] на континентах. Они отвечают, вероятно, времени наиболее интенсивного спрединга как в пределах срединно-океанических хребтов, так и зон растяжений в окраинных и внутренних морях. Глаукофановые сланцы образовались в зонах субдукции и тектонического скупивания. Малый разрыв во времени между периодом формирования офиолитов и их субдукцией свидетельствует о незначительной удаленности осей спрединга от зон Беньофа, т. е. от континентальных окраин.

Пример западной окраины Северной Америки даже при условии значительных горизонтальных перемещений отдельных блоков с корой субокеанического типа с юга на север на значительные расстояния (о таких перемещениях свидетельствуют позднепалеозойские фаунистические комплексы Тетиса, встречающиеся в горах Кламат) указывает на удивительную устойчивость палеогеодинамических обстановок в этом регионе. Вероятно, срединно-океанический хребет с раннего палеозоя и вплоть до раннего мела располагался к западу от Северо-Американской плиты. Растяжения в его пределах компенсировались субдукцией вдоль окраины Северной Америки, сопровождаясь образованием одной из самых крупных аккреционных призм в Береговых хребтах, Сьерре-Неваде и горах Кламат.

В заключение авторы хотели бы выразить свою признательность Э. Мурзу, Р. Колману, а также сотрудникам Геологического департамента Калифорнийского университета (г. Дэвис) за оказанное содействие во время экскурсии и плодотворное обсуждение наблюдений.

Литература

1. Богданов Н. А. Тектонические перемещения офиолитов и аккреционных призм// Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 166—171.
2. Добрецов Н. Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам Францисканской толщи Калифорнии//Геология и геофизика. 1978. № 11. С. 7—13.
3. Добрецов Н. Л., Зоненшайн Л. П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии//Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181—191.
4. Хаин В. Е. Об основных этапах офиолитообразования в истории земли//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 147—158.
5. Bailey E. H., Blake M. C., jr., Jones D. L. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges//U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1970. P. 70—81.
6. Coleman R. G. The diversity of ophiolites//Geol. Mijnbouw. 1984. № 63. P. 141—150.
7. Day H. W., Moores E. M., Tuminas A. C. Structure and tectonics of the northern Sierra Nevada//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 436—450.
8. Harper G. D. The Josephine ophiolite, northwestern California//Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 1009—1026.
9. Harper G. D. Field Guide to the Josephine Ophiolite//Ophiolites Guide-Book. Devis: Univ. of Calif., 1986. P. 1—6.
10. Harper G. D., Saleeby J. B., Norman E. A. Geotermly and tectonic setting of sea-floor spreading for the Josephine ophiolite and implication for Jurassic accretionary events along the California margin/Ed. Howell D. Houston: Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region — Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science, 1985. Ser. 1. P. 239—257.
11. Hopson C. A., Mattinson J. M., Pessagno E. A., jr. Coast Range ophiolite western California/Ed. Ernst W. G. The geotectonic development of California — Rubey I. Prentice-Hall (New Jersey). 1981. P. 418—510.
12. Jayko A. S., Blake M. C., jr., Brothier R. N. Blueschist metamorphism of the Eastern Franciscan belt, northern California//Geol. Soc. Amer. 1986. Mem. № 164. P. 107—123.
13. Lanphere M. A., Blake M. C., jr., Irwin W. P. Early Cretaceous metamorphic age of the Fork Mountain Schist in the northern California Coast Ranges//Amer. Sci. 1978. V. 278. P. 798—816.
14. Moores E. M. The Smartville terrain, northwestern Sierra Nevada, a major pre-Late Jurassic ophiolite complex//Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs. 1975. V. 7. P. 352.
15. Pinto-Auso M., Harper G. D. Sedimentation, metallogenesis and tectonic origin of the basal Galice Formation overlying the Josephine ophiolite, northwestern California//J. Geol. 1985. V. 93. P. 713—725.
16. Saleeby J. B., Harper G. D., Snoke A. W., Sharp W. D. Time relation and structural-stratigraphic patterns in ophiolite accretion, west-central Klamath Mountains, California//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 3831—3847.

Институт литосферы АН СССР
Геологический институт
Бурятского филиала СО АН СССР

Поступила в редакцию
8.VII.1986

ХРОНИКА

УДК 551.1(084.34)

ЛЕОНОВ Ю. Г., ХАИН В. Е.

**ПРОЕКТЫ СОСТАВЛЕНИЯ НОВЫХ МЕЖДУНАРОДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ
КАРТ (ПО МАТЕРИАЛАМ ПЛЕНАРНОЙ АССАМБЛЕИ КОМИССИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МИРА, ПАРИЖ, 8—13 ФЕВРАЛЯ 1987 г.)**

В Париже 8—13 февраля 1987 г. проходила Пленарная ассамблея Комиссии геологической карты мира. В ее работе приняла участие делегация советских ученых (В. Е. Хаин, Ю. Г. Леонов, Ю. Е. Погребницкий, Г. И. Рейснер, Д. В. Рундквист). На ассамблее рассматривался обширный круг вопросов, связанных с составлением разных карт. В данном обзоре приведена информация о тектонических картах.

Комиссия геологической карты мира (КГКМ) при международном союзе геологических карт представляет собой организацию, под эгидой которой осуществляются крупные проекты по составлению геологических и специализированных (т. е. тектонических, метаморфических и т. д.) карт мира, материков или их крупных частей, ложа Мирового океана. Организационная структура КГКМ следующая. Она возглавляется президентом (Ж. Обуэн, Франция) и генеральным секретарем (О. Доттэн, Франция) и состоит из региональных подкомиссий (по континентам или частям континентов), которые возглавляются вице-президентами комиссии (вице-президентом по СССР является А. И. Жамойда), и тематических подкомиссий, которые возглавляются президентами и генеральными секретарями подкомиссий. Тематических подкомиссий всего шесть: тектонических карт, металлогенических, метаморфических, карт окружающей среды, геологического картирования морского дна, гидрогеологических карт (решение об учреждении этой подкомиссии принято на данной ассамблее). Высшим руководящим органом КГКМ является бюро, состоящее из президента и генерального секретаря, вице-президентов комиссии и президентов и генеральных секретарей подкомиссий. Штаб-квартира КГКМ находится в Париже.

Подкомиссия тектонических карт (ПТК), называвшаяся до недавнего времени Подкомиссией тектонической карты мира, с момента своего образования — по инициативе А. А. Богданова и Н. С. Шатского более 30 лет назад — возглавляется советскими учеными. В настоящее время президентом ПТК является В. Е. Хаин, генеральным секретарем — Ю. Г. Леонов. В своей практической деятельности ПТК опирается на Комиссию по международным тектоническим картам АН СССР, в задачу которой входит руководство и координация внутрисоюзных и международных работ по составлению международных тектонических карт, ведущихся по линии КГКМ. Комиссия АН СССР образована в 1957 г. За время существования ПТК в ее рамках были впервые составлены тектонические карты материков (всех, кроме Азии) и мира. При этом Комиссией по международным тектоническим картам АН СССР выполнена работа по подготовке и публикации таких значительных изданий, как Международная тектоническая карта Европы и смежных областей в масштабе 1 : 2 500 000 (1-е и 2-е издания) и Международная тектоническая карта мира в масштабе 1 : 15 000 000.

Сейчас в КГКМ начинается работа по нескольким большим проектам, в том числе по четырем проектам по линии Подкомиссии тектонических карт: 1) Международная плейт-тектоническая карта мира, м-б 1 : 10 000 000, 2) Тектоническая карта Африки, на шести листах, м-б 1 : 5 000 000, 3) Международная тектоническая карта Европы, на четырех листах, м-б 1 : 5 000 000, 4) Международная тектоническая карта Азии, на 12 листах, м-б 1 : 5 000 000. Решение о составлении карт Африки и Азии было принято только на данной ассамблее; работа над плейт-тектонической картой мира и картой Европы началась несколько раньше. Научные и организационные аспекты этих проектов обсуждались во время ассамблей на заседаниях ПТК и совещаниях редакционных комитетов и рабочих групп по отдельным картам.

Координация работ по составлению **Международной плейт-тектонической карты мира** выполняется британской рабочей группой (куратор Ф. Даннинг). Работа находится в стадии организации. Ф. Даннингом был представлен вариант легенды, основанный на положениях концепции тектоники плит и прошедший до этого несколько стадий обсуждения, а также пробный макет для части территории Северо-Западной Европы и Северной Атлантики. Предполагается, что следующим шагом будет составление макета по Европе в основном силами авторского коллектива Международной тектонической карты Европы. Сроки завершения работы в целом и отдельных ее стадий не определены.

Работа над **Тектонической картой Африки** возглавляется главными координаторами — Р. Шеклтоном (Великобритания) по фундаменту и Ж. Сужи (Франция) по чехлам при участии группы координаторов из нескольких африканских стран, отвечающих за отдельные листы карты. Решение о создании карты объясняется тем, что предыдущая тектоническая карта Африки (также в масштабе 1 : 5 000 000) была издана около 20 лет назад и сейчас во многих отношениях, особенно для докембрия, устарела. В пред-

ставленном на обсуждение проекте легенды видное место принадлежит положениям плитной тектоники. При этом предусматривается изображение тектоники не только континента, но и морского дна в рамках карты. Намечены следующие сроки: подготовка макетов всех листов к июлю 1989 г. (к 28-й сессии МНК), публикация карты — в 1992—1993 гг.

Составление карт Европы и Азии ведется Комиссией по международным тектоническим картам АН СССР.

Работа над **Международной тектонической картой Европы** всерьез началась после предыдущей Пленарной ассамблеи КГКМ в Москве (август 1984 г.), хотя предложение о составлении новой тектонической карты Европы было внесено европейскими членами бюро КГКМ годом раньше. Мотивировалось это тем, что в последнем, втором, издании **Международной тектонической карты Европы** в масштабе 1 : 2 500 000, вышедшем в 1981 г., учтены материалы в основном на начало — середину 70-х годов; с тех пор по многим тектоническим элементам были получены новые данные, уточняющие или даже существенно меняющие прежние представления об их тектоническом строении и истории. Это касается в первую очередь дна Атлантического океана и Средиземного моря, докембрийских комплексов щитов и фундамента платформ, докембрийских и палеозойских массивов со сложной полифазной историей в варисских и альпийских поясах. Общеизвестна, кроме того, и та общая трансформация представлений в геотектонике, которая произошла за указанное время.

Первое совещание редакционного комитета карты, в состав которого от СССР входят С. В. Богданова, Р. Г. Гарецкий, Ю. Е. Погребницкий, а также Ю. Г. Леонов и Э. Е. Ханн — главные редакторы, состоялось в январе 1986 г. в Лондоне. Оно было посвящено обсуждению легенды и организационным вопросам. Кроме того, участники совещания — члены редакционного комитета — выступили с сообщениями о новых данных по тектонике европейских стран, рассматривая их с точки зрения задачи составления карты и требований легенды. Сообщения были, в частности, сделаны: по докембрию Скандинавии (Р. Горбачев, Швеция), Финляндии (И. Лайтакари, Финляндия) и советской части Балтийского щита (С. В. Богданова); древним массивам Западной Европы (Ж. Конье, Франция); каледонидам Скандинавии (Ф. Вольф, Норвегия) и Британских островов (Ф. Даннинг, Великобритания); варисцидам ГДР (К. Юбитц, ГДР) и Иберийского полуострова (Х. М. Фонботе); Альпам (Р. Трюмпи, Швейцария; Р. Оберхаузер, Австрия); территории ЧССР (М. Малковский).

Во время ассамблеи было проведено второе совещание редкомитета, в котором приняли участие 25 представителей из 15 стран Европы и Ближнего Востока. На нем были рассмотрены материалы, подготовленные Комиссией по международным тектоническим картам АН СССР: 1) легенда, 2) географическая основа карты (на четырех листах с врезкой в м-бе 1 : 10 000 000, предназначенной для изображения строения фундамента платформ и древнего основания краевых зон складчатых поясов), 3) предварительные макеты для территории СССР и части Центральной Европы и Черного и Каспийского морей (подготовлены советскими авторами, включая С. В. Богданову, И. П. Гамкрелидзе, Г. И. Каляева, В. Н. Пучкова, С. В. Черноок, А. Е. Шлезингера и др., с использованием оригинальных и литературных данных). Кроме того, И. Финетти (Италия) была доложена новая интересная и заключающая большую информацию карта Тирренского моря, подготовленная для публикации.

В итоге обсуждения намечены сроки следующих этапов работы: конец 1987 г. — составление и передача главным редакторам авторских региональных макетов; июль 1989 г. — подготовка предварительного сводного макета карты (с демонстрацией ее во время 28-й сессии МГК).

При обсуждении всех вышеперечисленных карт — мира, Африки и Европы много внимания было уделено вопросам координации работ по их составлению. В принятых по этому поводу решениях подчеркивается, во-первых, необходимость большого сближения легенд этих карт и, во-вторых, нежелательность дублирования работы по составлению макетов по одним и тем же площадям, но предназначенных для разных карт (территории которых, естественно, перекрываются). С целью практической реализации этих решений в 1987—1988 г. рекомендовано провести совещание руководителей работы по названным картам, а именно Ф. Даннинга (плейт-тектоническая карта мира), Ж. Сужи и Р. Шеклтона (карта Африки), Ю. Г. Леонова и В. Е. Ханна (карта Европы), А. Хаджипура, вице-президента КГКМ (по Ближнему и Среднему Востоку). Надо сказать, что первый практический шаг в этом направлении уже сделан, когда (вначале на лондонском совещании редкомитета **Международной тектонической карты Европы** и затем на Пленарной ассамблее в Париже) была достигнута договоренность о том, что один и тот же коллектив авторов составляет макет по Европе с двойным назначением — для карт Европы (1 : 5 000 000) и мира (1 : 10 000 000).

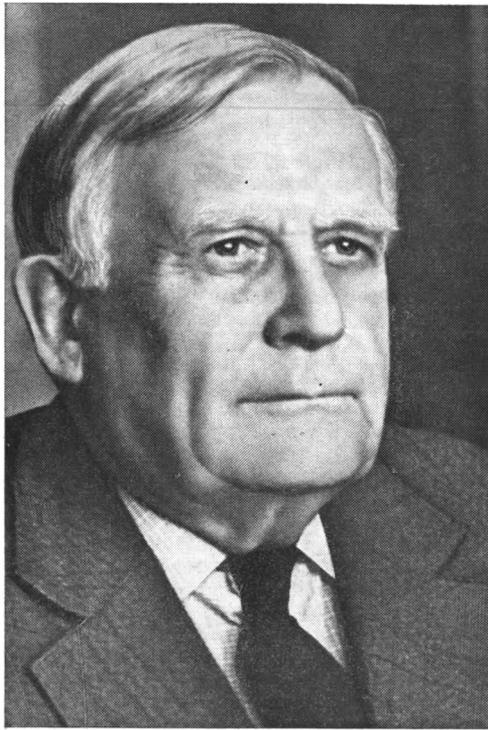
Предложение о составлении **Международной тектонической карты Азии** было внесено по инициативе советских ученых в 1984 г. во время Пленарной ассамблеи КГКМ в Москве. Тогда же эта идея, исходящая из того, что Азия остается единственным материком, для которого до сих пор нет международной тектонической карты, была в принципе одобрена. Однако окончательное решение о включении этой работы в программу ПТК было отложено с рекомендацией выяснить возможность участия в этой работе КНР, без которой составление международной карты Азии не имело бы большого смысла. На Пленарной ассамблее в Париже мы, получив предварительное согласие нескольких ведущих геологических организаций КНР участвовать в работе, снова вернулись к этому вопросу. Были представлены относящиеся к карте материалы, подготовленные Комиссией по международным картам АН СССР: 1) легенда, 2) проект географической основы и компоновки карты (12 листов с двумя врезками, м-ба

1 : 25 000 000, одна из которых зарезервирована для карты (схемы) современной тектоники и геодинамики, другая предположительно отводится для схемы тектонического районирования Азии; проекция при нескольких смещенных рамках карты соответствует проекции Тектонической карты Евразии, изданной в 1965 г. под ред. А. Л. Яншина).

Предложение о составлении Международной тектонической карты Азии было одобрено ассамблеей. Руководителям подкомиссии поручено в течение 1987 г. сформировать из национальных представителей редакционный комитет с тем, чтобы в 1988 г. провести его совещание с целью обсуждения легенды и организационных вопросов, в частности этапов и сроков работы.

В заключение отметим решения, принятые Пленарной ассамблеей по некоторым наиболее важным организационным вопросам.

1. Новые подразделения: организована новая подкомиссия гидрогеологических карт (президентом утвержден В. Штрукмайер, ФРГ). 2. Членство в КГКМ: в итоге обсуждения и с учетом подготовительной работы, проведенной президентом КГКМ, голосованием решено предоставить КНР (Академии геологических наук КНР) статус постоянного члена КГКМ; в связи с этим Геологической службе Тайваня (который был до этого постоянным членом КГКМ) предложено остаться в КГКМ в качестве ассоциированного члена. 3. Циркуматлантический проект: определенное внимание было уделено вопросам координации работ по этому проекту с деятельностью региональных и тематических подкомиссий КГКМ. Принято решение с рекомендацией проекту действовать в контакте с КГКМ с тем, чтобы проект не дублировал уже ведущиеся в рамках КГКМ работы, а мог использовать результаты исследований региональных и тематических подкомиссий КГКМ. С этой целью было рекомендовано ввести в состав руководящего комитета представителей КГКМ: Г. Габберта (президента подкомиссии по Европе, ФРГ), А. Рамоса (президента подкомиссии по Южной Америке, Бразилия), Р. фон Хюне (президента подкомиссии по геологическому картированию морского дна, США). 4. Будущие совещания: следующая Пленарная ассамблея КГКМ состоится в 1989 г. в США (одновременно с 28-й сессией МГК), кроме того, намечены следующие специальные совещания по отдельным проектам — совещание подкомиссии по Юго-Восточной Азии (1988 г., предположительно Китай), совещание редкомитета Международной тектонической карты Азии (1988 г.), совещание руководителей подкомиссий и проектов для согласования легенд и координации работы по составлению тектонических карт Европы, Африки и плейт-тектонической карты мира (1988 г., предположительно Великобритания), совещание инициативной группы по проекту «Карта металлогенической зональности континентов мира» (1988, Ленинград).



ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ БЕЛОУСОВ
(К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

В этом году советская и мировая научная общественность отмечает 80-летний юбилей члена-корреспондента Академии наук СССР профессора Владимира Владимировича Белоусова. С именем этого выдающегося ученого связана целая эпоха в развитии геотектоники в СССР: формирование и утверждение крупнейшего научного направления на основе комплексного геолого-геохимико-геофизического («геономического») подхода к изучению структуры и эволюции верхних оболочек нашей планеты; разработка и внедрение новых методов геотектонических исследований; создание — впервые в истории геологической науки — больших интернациональных коллективов ученых, работающих в разных областях наук о Земле для решения общих геономических проблем; постановка и осуществление многих важнейших научных проектов, способствовавших познанию ряда ключевых вопросов строения и эволюции тектоносферы; подготовка огромного числа советских геологов, успешно работающих как в научных, так и в производственных учреждениях нашей страны.

В. В. Белоусов впервые ввел в тектонические построения числа, принципы физики и механики, выведя тем самым геотектонику из разряда чисто описательных наук. Метод мощностей, соединенный с углубленным изучением фаций, стал благодаря В. В. Белоусову мощным инструментом при анализе структуры и истории развития складчатых и платформенных областей, эффективно используемым для решения практических задач.

Тектонофизика как наука также обязана своим развитием В. В. Белоусову, впервые в СССР создавшему лабораторию, задачей которой было приложение физических и математических методов к исследованию генезиса тектонических структур.

В. В. Белоусов является первоклассным полевым геологом, тонким и пытливым наблюдателем. Даже самые первые его геологические работы, написанные полвека назад и посвященные геологии Северо-Западного Кавказа, не только не потеряли своего значения, но, напротив, находят подтверждение в результатах новейших исследований. Дважды издававшаяся «Структурная геология» В. В. Белоусова (1971 и 1986 г.) служила и служит настольной книгой для ряда поколений советских геологов. Его монография «Большой Кавказ» (1938—1940) была одной из первых работ в геотектонике, в которой на новой методической основе, включающей изучение как современной структуры, так и палеоструктур периода осадконакопления, была дана целостная картина геотектонического развития крупного складчатого сооружения и делались выводы об общих закономерностях эволюции геосинклиналей, развивающихся в инверсионном режиме.

В. В. Белоусов одним из первых в отечественной геологии пришел к выводу, что только геологических (историко-геологических, структурных) данных совершенно недостаточно, чтобы понять строение и эволюцию тектоносферы в целом, для этого необходимо обратиться к данным геофизики, петрологии, геохимии, механики, осуществить действительно комплексный «геономический» подход.

Написанные им книги и статьи, особенно в последние два десятилетия, представляют собой блестящий пример синтеза на основе новейших материалов из самых разных областей знания о твердой Земле. Речь идет прежде всего о таких работах, как «Основы геотектоники» (1975), «Земная кора и верхняя мантия материков» (1966), «Земная кора и верхняя мантия океанов» (1968), «Эндогенные режимы материков» (1978), «Переходные зоны между континентами и океанами» (1982). В. В. Белоусов также первым понял, что только совместными усилиями ученых — специалистов в разных областях наук о Земле — можно вывести ее изучение на качественно новые рубежи. Именно по его инициативе был организован первый крупный интернациональный проект «Международный геофизический год», который дал так много для познания глобальных закономерностей строения нашей планеты и, что не менее важно, положил начало широкому сотрудничеству ученых разных стран в комплексном изучении океанов, континентов и переходных между ними зон. Еще большее значение имела деятельность «Международного проекта верхней мантии», приведшая к ряду важных открытий. Теоретической основой этого проекта послужил впервые сделанный именно В. В. Белоусовым вывод о тесной связи вещественных и структурных преобразований земной коры с процессами, происходящими в верхней мантии.

Не менее успешной была деятельность следующего «Геодинамического проекта», к организации и функционированию которого В. В. Белоусов также имел непосредственное отношение. Очень важно, что во всех этих проектах сотрудничали ученые не только разных стран, но и разных научных мировоззрений. Под непосредственным руководством В. В. Белоусова осуществляла свою деятельность одна из рабочих групп этого проекта, разрабатывавшая проблему корреляции эндогенных процессов. И вполне естественно, что результаты этого сотрудничества составили весомый вклад в науки о Земле, способствовали углублению взаимопонимания между исследователями, открытой и оперативной дискуссии по всем критическим проблемам.

В. В. Белоусов является пионером постановки комплексных исследований и в нашей стране. Организованный им в 1963 г. Научный совет по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии ОГГИГН АН СССР уже более 25 лет координирует изучение глубинного строения различных в геотектоническом отношении регионов нашей страны и разработку комплексных моделей их строения и развития. В. В. Белоусов стоял у истоков организации сверхглубокого бурения в СССР, определения его задач, выбора мест заложения скважин, в том числе Кольской и Саатлинской.

Определяющей чертой научного мировоззрения В. В. Белоусова является представление о глубокой, осуществляющейся преимущественно по вертикали, связи между эндогенными процессами, происходящими на разных уровнях мантии и земной коры. В развиваемой В. В. Белоусовым концепции временная и пространственная неоднородность теплового поля Земли (в свою очередь обусловленная неравномерностью дифференциации ее глубинного вещества) вызывает сложные процессы переноса вещества и энергии между разными частями мантии и корой. В зависимости от теплового состояния этих оболочек Земли и от характера проницаемости коры развиваются магматические, метаморфические и структурообразующие процессы, вполне определенным образом связанные между собой. Повторяющиеся в геологической истории закономерные сочетания эндогенных процессов составляют эндогенные режимы, характеризующие определенные механико-энергетические состояния тектоносферы. Учение В. В. Белоусова об эндогенных режимах обобщает огромную геолого-геофизическую информацию, накопленную наукой за последние десятилетия.

Концепция, развиваемая В. В. Белоусовым, базируется на последовательном, проведенном с единых идейных позиций исследовании основных структурных элементов нашей планеты — материков, океанов и переходных между ними зон, каждый из которых рассмотрен в отдельной монографии. Таким образом, осуществлен поистине глобальный тектонический анализ. Представления В. В. Белоусова о тектогенезе основываются прежде всего на материалах, касающихся континентальных структур, поскольку эти данные намного более достоверны и характеризуют несоизмеримо больший — по сравнению с океанами и переходными зонами — отрезок геологического времени, что позволяет проследить смену одного эндогенного режима другим и эволюцию геологических структур во времени.

В работах В. В. Белоусова существенно конкретизированы глубинные обстановки проявления магматических процессов в геологических структурах разной степени подвижности, выявлены закономерности геохимической эволюции магм, происходящей параллельно и в связи с эволюцией самих структур. При этом особое внимание уделено вопросу о вертикальной геохимической неоднородности верхней мантии, о возможности ее разделения на «истощенную» и «неистощенную» части.

Важнейшими составляющими концепции В. В. Белоусова являются представления об океанизации материковой коры и о наложенном, независимом от геосинклинального режима характере орогенеза (орогенных поднятий). Эти идеи не относятся к числу общепризнанных, однако характерно, что в последние годы к ним приходит все большее число исследователей.

Большое положительное значение имеет критика В. В. Белоусовым концепции «тектоники плит»: она способствует более ясному пониманию того места, которое занимает эта концепция в эволюции наших взглядов на тектогенез, заставляет искать альтернативные решения наиболее неясных вопросов, одним словом, объективно содействует научному прогрессу.

Прибегая к художественной терминологии, В. В. Белоусова можно назвать мастером крупного мазка: он всегда ищет и находит наиболее существенные, главные закономерности в строении описываемых им регионов и природных процессов, самые глав-

ные связи между явлениями. Он, когда это необходимо, умеет отвлекаться от деталей. Вместе с тем широчайшая эрудиция В. В. Белоусова, его глубокое знание мировой литературы делают его палитру удивительно полихромной. А при необходимости картина прописывается и до деталей. Так, при рассмотрении соотношений между континентальными и океаническими структурами используются, помимо геолого-геофизических данных, также данные по тонкой геохимии. При исследовании причин складкообразования в земной коре В. В. Белоусов одним из первых обратил внимание на изменение плотности осадочных толщ при гранитизации, метаморфизме, при миграции воды; в результате была предложена известная гипотеза «глубинного диапиризма», обосновывающая возможность формирования голоморфной складчатости без внешнего сжатия.

Удивительная работоспособность, энергия и организаторские способности В. В. Белоусова, его понимание задач современной геологической науки нашли воплощение в ряде крупных научных предприятий: в организации комплексных экспедиций в геологически «горячие точки» нашей планеты — в рифтовые зоны Исландии и Восточной Африки (где В. В. Белоусов был научным руководителем), в осуществлении морских сейсмопрофильных работ в Атлантике, в утверждении программы сверхглубокого бурения, даже частичная реализация которой уже сейчас дала исключительно ценный материал для понимания строения глубоких горизонтов коры и переинтерпретации геофизических данных.

В возглавляемом В. В. Белоусовым отделе сравнительного изучения тектоносферы континентов и океанов Института физики Земли АН СССР работает коллектив ученых разного профиля — геофизиков, физиков, геологов — специалистов в области региональной, структурной, метаморфической геологии, вулканологии, экспериментальной петрологии и геохимии, сейсмоструктоники. Каждый из них, причем вне зависимости от того, полностью ли он разделяет взгляды В. В. Белоусова, получает от него заинтересованное внимание, поддержку в новых начинаниях, принципиальную, но всегда доброжелательную критику.

Убежденный сторонник кооперации ученых для решения сложных задач геологии, В. В. Белоусов много сил отдает организации и координации научных работ в нашей стране и за рубежом. В качестве председателя Междуведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР В. В. Белоусов много делает для активного участия советских ученых в международных проектах.

В течение многих лет В. В. Белоусов является профессором кафедры динамической геологии Московского университета, где читает курс геотектоники, и можно сказать, что большая часть советских геологов прошла его школу. Будучи членом редколлегии ряда научных геологических журналов, в том числе «Геотектоника», В. В. Белоусов принимает активное участие в подготовке публикаций, отражающих достижения советских геологов.

Советское правительство отметило выдающийся вклад В. В. Белоусова в развитие наук о Земле и в подготовку высококвалифицированных научных кадров орденами Ленина и Трудового Красного Знамени (трижды), «Знак Почета», медалями. Его заслуги нашли широкое признание за рубежом: Владимир Владимирович избран иностранным членом Шведской, Индийской и Нью-Йоркской академий наук, Геологических обществ Америки, Бельгии, Индии, Франции, Лондонского геологического общества; он — почетный доктор Лейпцигского и Нью-Кастльского (Великобритания) университетов.

Владимир Владимирович поразительно неутомим, его работоспособность, опирающаяся на высочайшую организованность и силу воли, кажется, даже возрастает с каждым годом. Его по-настоящему молодое, заинтересованное отношение к развитию науки, к новым идеям, свежее, острое восприятие процессов и событий, происходящих и в научной среде, и в нашем обществе, и в мире в целом, восхищают. Глубочайшая интеллигентность В. В. Белоусова, его шепетильность в вопросах научной этики, терпимость и уважение к инакомыслящим, сочетающаяся с твердостью и последовательностью в отстаивании собственных научных убеждений, нетерпимость к лести, приспособленчеству, карьеризму — все это создает достойный подражания образ настоящего большого ученого и гражданина.

Коллеги, друзья, многочисленные ученики Владимира Владимировича от всего сердца желают ему многих счастливых лет творческой жизни.

*Междуведомственный тектонический комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

**Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 03.07.87 Подписано к печати 21.08.87 Т-18606 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отг. 16,7 тыс. Уч.-изд. л. 10,9 Бум. л. 3,5
Тираж 1679 экз. Зак. 4221

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

№ 172

1 ГОНЧАРНИЙ ПЕР Д 7-61
ДЕГТЕРЕВОЙ Т М
70228

0

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

**ТЕКТОНИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГО-ЗАПАДА СССР.
ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГО-ЗАПАДА СССР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК; М—Б 1 : 500 000. 8 л. 1 р. 20 к.**

В записке изложены основные принципы составления карты с учетом специализации, и в отличие от традиционных записка содержит обширную информацию о тектонических критериях нефтегазоносности структур осадочного чехла и консолидации фундамента, гипсометрии фундамента, размещении месторождений нефти и газа и другие результаты комплексной интерпретации геологической, геофизической и космической информации. Это позволило уточнить известные и выделить новые тектонические элементы.

Издание рассчитано на геологов, нефтяников, тектонистов, геофизиков.

ТЕКТОНИКА, ФОРМАЦИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН СРЕДНЕЙ АЗИИ И КАЗАХСТАНА. 10 л. 1 р. 50 к.

Книга содержит принципиально новые данные о тектонике, формациях и нефтегазоносности Ферганской, Южно-Таджикской, Алайской, Нарынской, Восточно-Чуйской, Иссык-Кульской, Зайсанской и других межгорных впадин. На основе последних сейсмических исследований, результатов глубокого бурения и дешифрирования космических снимков на территории межгорных впадин выделены горизонтальные подвижки земной коры, крупные надвиговые дислокации, ее сдвиги. Эти важные материалы позволили представить существенно иные геологические модели строения межгорных впадин и по-новому оценить их нефтегазоносность.

Работа предназначена для специалистов, занимающихся тектоникой, формациями и проблемами нефтегазоносности межгорных впадин.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 142292 Пушкино, Московской обл., МР «В», 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»